THE UNIVERSITY
OF ILLINOIS
LIBRARY
557
F49b
no. 13-20
FEB 11 1952
GEOLOGY

The person charging this material is responsible for its return on or before the **Latest Date** stamped below.

**Theft, mutilation, and underlining of books are reasons for disciplinary action and may result in dismissal from the University.**

UNIVERSITY OF ILLINOIS LIBRARY AT URBANA-CHAMPAIGN

NOV 2 5 1970

L161—O-1096

Digitized by the Internet Archive
in 2014

https://archive.org/details/bulletin1220finl

# BERGBYGGNADEN I SYDÖSTRA FINLAND

AF

**BENJ. FROSTERUS.**

MED 1 FÄRGLAGD KARTA, 8 TAFLOR OCH 18 FIGURER I TEXTEN.

---

Deutsches Referat:

DER GESTEINSAUFBAU DES SYDÖSTLICHEN FINLAND.

HELSINGFORS
1902

KUOPIO 1902.
K. MALMSTRÖMS BOKTRYCKERI.

557
F49b
no. 13-20
Remote Storage

# Innehåll.

Sid.

**Inledning** . . . . . 1

**Skifferformationernas granitiska botten** . . . . . 3

*Granitgneis*

Röd granitgneis . . . . . 5

Grå granitgneis . . . . . 6

Porfyrisk utbildningsform . . . . . 7

*Yngre granit* . . . . . 7

*Gångar af basiska bergarter inom granitgneisterrängerna* 8

**Skifferformationer** . . . . . 10

**Äldre skifferformationer.**

*Ladogiska skiffrar* . . . . . 11

Petrografiska typer.

Glimmerskiffer . . . . . 12

Fyllit . . . . . 12

Amfiboliter . . . . . 13

Kvartsit, kalksten, grafitskiffer . . . . . 15

De ladogiska skiffrarnas botten . . . . . 16

Kalkstens-amfibolitzon . . . . . 17

Ögongneis . . . . . 18

De ladogiska skiffrarnas åldersbegränsning . . 22

Postladogisk granit . . . . . 23

Sammanhang mellan västra och östra Finlands skiffrar . . . . . 25

Granitiska gångsystem . . . . . 27

Olika horisonter uti den ladogiska skifferkomplexen . . . . . 32

*Olivinstenar och serpentiner* . . . . . 35

Olivinsten . . . . . 36

Asbestfels . . . . . 38

Serpentin . . . . . 40

Åsikter om serpentinstenarnas bildning . . . . . 41

De finska olivinstenarnas och serpentinernas geologiska uppträdande . . 42

364802

Sid.
Olivinstenarnas ställning till yngre graniter . . . . . 47
Olivinstenens, asbestfelsens och serpentinens inbördes ställning . . . . 48
Talkmagnesitstenar . . . . . 52

**Yngre skifferformationer.**

*Kaleviska skiffrar* . . . . . 64
Glimmerskiffer . . . . . 65
Fyllit . . . . . 65
Kvartsitskiffer . . . . . 66
Hornblendeskiffer . . . . . 66
De kaleviska skiffrarnas bottenbildningar . . . 67
Heinävaara konglomeratet . . . . . 69
Sotkuma breccian . . . . . 70
Konglomeratfältet vid Latvajärvi i Kontiolaks . . . . . 74
Olika konglomerattyper . . . . . 75
Regenererade graniter . . . . . 77
Kvartssericitskiffrar . . . . . 79
Bottengranit . . . . . 82
Amfiboliter . . . . . 83
Skifferområdet i Nunnanlaks . . . . . 86
Ögonskiffer . . . . . 87
Käkivaara konglomeratet . . . . . 88
Kvartsitskifferterrängen W om Juuka kyrkby . . . . . 92
Rifningsbreccior . . . . . 95
Dolomitiska kalkstenar . . . . . 96
Bottenkonglomerat . . . . . 99
Profil öfver skifferområdet i Juuka socken . . . . . 103
Pisa kvartsitområde . . . . . 104
Kvartsitkontakt i Nilsiä kyrkby . . . . . 109
Kvartsitområden i Sotkamo . . . . . 112
Kisbildningens geologiska ålder . . . . . 115
Öfverblick öfver de kaleviska aflagringarna . . . . . 117

*Jatuliska skiffrar* . . . . . 118
Kvartsiter, dolomiter, lerskiffrar . . . . . 119
Bottenkonglomerat och bottenskiffrar.
Soanlaks kvartsitområde . . . . . 120
Konglomerat i Kiihtelysvaara socken . . . . . 124
Bottenskiffrar . . . . . 125
Jatuliskt konglomerat med material från kaleviska fylliter . . . . . 127
Bottenskifferkontakt med amfibolitfragment . . . . . 129
Bottenskiffrar af olika geologisk ålder . . . . . 130
Jatuliskt konglomerat vid Kyykkä gård i Kontiolaks socken . . . . 131
Uralitdiabaser . . . . . 132
Brecciezoner . . . . . 133
Kontakt mellan jatulisk kvartsit och uralitdiabas . . . . . 136
Profil öfver skifferterrängen mellan Pielisjärvi och Höytiäinen . . . 138

Sid.
*Onegiska och jotniska formationer* . . . . . 139
**Hufvuddragen af sydöstra Finlands geotektoniska byggnad** . . 140
**Indelning af sydöstra Finlands bergartsformationer** . . . . . 153
**Schema öfver bergartsformationerna i södra Finland** . . . . 155
**Deutsches Referat** . . . . . 156

# Inledning.

I den mån de geologiska undersökningarna skridit framåt i sydöstra Finland har det allt tydligare framgått, att dessa trakter i geologiskt hänseende höra till de viktigaste delarna af det finska urberget. Medan i södra och mellersta delarna af vårt land skiffrarna i regeln äro så rikligt genomdragna af granit, att icke allenast deras ursprungliga lagerställning, utan äfven bergarternas struktur blifvit på det kraftigaste sätt förändrad, finna vi i finska Karelen mäktiga aflagringsserier, som äro skonade från granitintrusioner och tillika intaga en sådan geologisk ställning, att man kan särskilja mellan olika formationskomplexer bland dem. Om någonstädes i vårt land synas därför förhållandena just i dessa trakter vara lämpade för studier öfver stratigrafin inom den finska berggrunden. Men traktens geologiska betydelse ökades ytterligare, då man här lyckades påvisa bergartsformationer, som saknas i landets södra och mellersta delar, samt framför allt, emedan man kunde framvisa en botten för alla de här uppträdande skifferkomplexerna.

Sedan det geologiska kartläggningsarbete, som hvarje sommar efter 1895 här bedrifvits, numera skridit så långt, att de karelska skifferformationerna i hela sin utsträckning äro kartlagda, har det synts mig, på hvars lott det fallit att leda dessa undersökningar, lämpligt att redan nu lämna en öfversikt af de geologiska förhållandena i dessa landsdelar. Min ursprungliga afsikt var, att med ens utgifva en fullständigare och mera detaljerad beskrifning, men allt efter som undersökningsmaterialet svällt ut i omfång, har det synts mig ändamålsenligare, att förutskicka ett sammandrag af de resultat, till hvilka jag under mina undersökningar tillsvidare kommit.

Att det för närvarande är möjligt att i stora drag öfverskåda dessa delar, där så omväxlande och ofta synnerligen invecklade geologiska förhållanden råda, beror till väsentlig del därpå, att kartläggningsarbetet i de viktigaste trakterna utförts af en så van rekognoscör som mag. *W. W. Wilkman,* hvilken kartlagt och följt skifferområdenas gränsdelar från Jänisjärvi ända upp till Pielisjärvi samt därjämte i en så detaljerad skala som 1 : 20000 undersökt de ytterst invecklade konglomeratterrängerna i Kontiolaks och Juuka, W om sistnämda sjö. I det jag framhäfver det viktiga inlägg denne gjort för den karelska geologin, får jag här uttala mitt hjärtliga tack för hans samvetsgranna arbete.

I det följande skildrar jag bergarterna i sydöstra Finland formationsvis, härvid begynnande med de äldsta. Det må då ytterligare betonas att beskrifningen på intet sätt gör anspråk på att vara uttömmande. De rent petrografiska undersökningarna äfvensom en mängd detaljfrågor lämnar jag därför för framtida studier och berör dem här endast i de fall, där de äro af betydelse för uppfattningen af de rent geologiska frågorna.

Främst skildrar jag de bergarter, som utgöra *botten* för alla skifferformationer, därefter de äldsta skiffrarna, som jag efter Sederholm benämner *ladogiska skiffrar.* Följer så en beskrifning af den *kaleviska* komplexen, hvarmed betecknas ett nytt led i de prekambriska aflagringarna. Slutligen skildras den *jatuliska* afdelningen och den *stratigrafiska ställning* de skilda bergarterna intaga till hvarandra.

## Skifferformationernas granitiska botten.

Den berggrund, som åtminstone till sin hufvudmassa måste betraktas såsom botten för de karelska skifferbergarterna, har en granitisk karaktär. Den uppbygger så godt som hela den trakt, hvilken ligger O om den karelska skifferterrängen och utgör en del af ett stort granitiskt område, som härifrån sträcker sig till Hvita hafvets kust, och som således intager en stor del äfven af ryska Karelen.

Att de bergarter, som ingå uti detta vidsträckta område, äfven då de äga en likartad petrografisk karaktär, dock icke alla äro geologiskt identiska, synes redan a priori vara sannolikt. Men då det gäller, att ute i naturen fastställa gränserna för de skilda typer, som kunna uppställas, skall man snart finna, att hela denna berggrund utgör en så kaotisk sammanblandning af granitiska bergarter, att åtminstone ett kartografiskt särskiljande af dem blir en omöjlighet. Man kan sålunda icke undgå att betrakta alla de möjligen förekommande skilda lederna uti denna berggrund såsom ett gemensamt helt, en basalkomplex, som fått sitt nuvarande utseende under olika geologiska tidrymder. Att denna till sin hufvudmassa är äldre än de karelska skifferformationernas bergarter framgår på en mängd ställen med stor tydlighet, men å andra sidan kan man äfven visa, att den genomsättes af granitiska bergarter, som genomdraga vissa skiffrar, hvilka måste betraktas såsom yngre i förhållande till denna komplex. På ställen, där dylika skiffrar komma i direkt beröring med denna botten, kunna således med större lätthet olika graniter påvisas, medan däremot i de blott af graniter uppfyllda terrängerna äfven de yngsta lederna i granitkomplexen äro så intimt hopväfda med de äldre, att de icke kunna dissekreras ut från dessa.

I de flesta fall äro de här uppträdande graniterna strimmiga, d. v. s. de äga en gneisartad struktur. Denna är dock ofta icke en vanlig parallelstruktur, sådan som man vant sig att iakttaga uti de granitiska terrängerna i mellersta och södra Finland, där bergarten vanligen betecknats såsom gneisgranit, utan strimmigheten yttrar sig däri, att bergarten uppfylles af i olika riktningar utsträckta glimmerrika flagor, hvilka än förekomma i stor mängd, än äro glest kringströdda. Härigenom erhåller bergarten ett rätt varierande utseende. Denna omväxling ökas genom förekomsten af flere olika färgvarieteter samt därigenom, att bergarten än är uppfylld af uppkrossningszoner och strimmor, än tämligen homogent utbildad.

*Röd granitgneis.*

Med hänsyn till färgen kunna röda och gråa variteter särskiljas. De röda förekomma allmänt i de närmare N om Ladoga belägna sockarna och äro särskildt typiskt utbildade uti Korpiselkä och Suojärvi. Bergarten har här oftast en gulaktigt röd, liksom urblekt färg. I regeln är den en glimmerfattig granit. Fältspaten är såväl plagioklas som ortoklas och mikroklin. Plagioklasen företer starkt deformerade former och är i regeln uppfylld med alldeles små fjäll och korn af muskovit och epidot. Mikroklinen och ortoklasen sakna däremot i regeln dessa interpositioner. Denna skillnad mellan fältspaterna yttrar sig genom ett olika utseende hos dem äfven uti en vittrande bergyta. Plagioklasen har nämligen i bergytan en karaktäristisk grågul färg, hvarigenom den bjärt afsticker från den röda fältspaten, och då den därjämte ofta är utbildad i väl begränsade korn, framstår den uti bergytan såsom ljust färgade gråa fläckar.

Glimmern är en något urblekt biotit, men ofta förekomma äfven breda fjäll af muskovit. I en del terränger ersätter ett ljusgrönt hornblende mer eller mindre fullständigt den mörka glimmern.

Såsom tillfälliga beståndsdelar iakttagas apatit, zirkon och titanit. Den sistnämda är särskildt talrik uti de hornblenderika varieteterna.

Strukturen saknar alla spår af primär karaktär. Betraktad

under mikroskopet visar sig bergarten vara uppbygd af finkorniga och grofkorniga partier, af hvilka i synnerhet de förra äro ytterligt starkt uppkrossade, samtidigt som de föra en påfallande stor mängd af sekundära mineral (muskovit och epidot). Denna uppkrossning af beståndsdelarna i bergarten är stundom så framträdande, att bergarten erhållit ett breccieartadt utseende, hvilket yttrar sig däri, att splittriga fragment af fältspat sticka af ifrån bergartens hufvudmassa. En stundom förekommande tydlig skiffrighet förhöjer ytterligare bergartens deformerade utseende.

Dylika extrema fall af deformation hos bergarten tala sålunda för, att den är af mycket hög ålder och skiljaktig från de vanliga graniterna i södra och mellersta delarna af landet. Denna skillnad är i själfva värket så stor, att bergarten svårligen kan betecknas såsom en granit, i ty att den mångenstädes har karaktär af värklig gneis, dock under förutsättning att denna benämning omfattar de bergarter med granitisk sammansättning och skiffrig struktur, som icke mera kunna inryckas inom de typiska skiffrarnas grupp.

Redan från petrografisk synpunkt sedt är därför den af Sederholm [1]) för dessa ostfinska bergarter och efter svenskt mönster accepterade benämningen *granitgneis* lämplig. Då emellertid dylika karaktäristiska formtyper äro tämligen sällsynta, medan hufvudmassan af berggrunden utgöres af tämligen otypiska graniter, hvilka icke visa några säkra gränser emot de starkt deformerade delarna, och om hvilkas geologisk ålder ingenting säkert kan utsägas, bör denna term icke blifva blott ett petrografiskt begrepp, utan måste användas äfven i geologisk betydelse. *I det följande förstår jag sålunda med granitgneis alla de granitiska eller rent gneisartade bergarter, som kunna antagas vara äldre än alla väl karaktäriserbara, typiska skiffrar i Östra Finland.*

Denna benämning omfattar således äfven bergartstyper, som nästan helt och hållet sakna gneisstruktur. Sålunda förekommer, i synnerhet på holmarna i Impilaks skärgård, en bjärtröd, glimmer-

[1]) *J. J. Sederholm:* Geol. För. i Stockh. Förh. Bd. 19. S. 44.

fattig granit, som ofta strukturelt så starkt liknar de s. k. yngre graniterna i mellersta Finland, att en skillnad dem emellan vore omöjlig, ifall icke kontakterna mot tillstötande skiffrar bestämdt talade för, att bergarten är äldre än dessa. Dylika strukturvarieteter intaga dock, när man tager hänsyn till områdets stora omfattning, en jämförelsevis underordnad del i granitgneismassivet, och man kan därför säga, att en gneisig struktur i allmänhet är utmärkande för dessa bergarter.

Häraf framgår emellertid, att inom gruppen för de karelska granitgneiserna finnas sådana typer, som, ehuru de i färg visa en viss öfverensstämmelse, dock förete så starka petrografiska olikheter, att man, ifall hänsyn skulle tagas endast till denna karaktär, ovilkorligen skulle ställa dem åtskiljs, och man finner sålunda, att då det gäller, att inom en så åldrig bergartskomplex som denna, afsöndra skilda leder, blott de geologiska gränsförhållandena kunna vara säkra utgångspunkter för en indelning.

*Grå granitgneis.*

De *gråa färgvarieteterna* äga i allmänhet ett utseende, som ställer dem alldeles nära de gråa graniter, som anträffas i mellersta Finland, i synnerhet i trakterna O om Päijänne. I mineralogiskt hänseende äro de medel- eller nästan grofkorniga graniter med såväl kalifältspat som plagioklas. Liksom i den starkt deformerade röda granitgneisen är plagioklasen äfven i den gråa färgvarieteten starkt förändrad, och visar sig under mikroskopet vara uppfylld af muskovittjäll och epidotkorn. Kalifältspaten är såväl mikroklin som ortoklas. Öfverhufvudtaget finnes det i afseende å sammansättning icke någon skarp olikhet mellan de röda och gråa arterna. Möjligen kunde såsom en åtskillnad framhållas, att de gråa granitgneiserna äro rikare på glimmer, särskildt biotit, än de röda. Betraktad under mikroskopet äger bergarten en struktur, som företer spår af en ofta långt gången mekanisk deformation; s. k. murbrukstruktur är därför en vanlig företeelse.

Huruvida de röda och gråa granitgneiserna geologiskt höra ihop eller ej, har icke hittills kunnat afgöras, då man ingenstädes iakttagit tydliga gränser emellan dem. Dock synes det icke vara osannolikt, att de kunde vara geologiskt skilda. I stora drag äro

de nämligen med hänsyn till sitt yttre utseende i viss mån skiljaktiga, hvilket man generelt kunde uttrycka så, att de gråa varieteterna visa en tydligare granitisk karaktär än de röda. Detta framgår bl. a. äfven däraf, att den gråa granitgneisen på flere ställen är *porfyriskt* utbildad. Den porfyriska strukturen är oftast en tämligen lokal företeelse, i det att den är inskränkt till mindre delar af den i öfrigt jämnkornigt utbildade bergarten. Strökornen utgöras i de flesta fall af en rödfärgad ortoklas eller mikroklin. Undantagsvis äro de gråfärgade, och bergarten har då vanligen ett utseende, som gör den förvillande lik de af Sederholm beskrifna äldre graniterna i sydvästra Finland [1]). *Porfyrisk utbildningsform.*

Om det sålunda är svårt att säga något om dessa två granittypers inbördes förhållande, kan man däremot med så mycket större säkerhet påstå, att det utom dessa finnes *åtminstone en granitisk bergart, som är yngre än de nu skildrade.* Denna är i regeln en fin- eller medelkornig, ofta svagt rödfärgad granit, som såväl makro- som mikroskopiskt företer ett mindre deformeradt utseende än de föregående typerna. Mineralogiskt är den en ortoklas och mikroklinrik granit, i hvilken fältspaten rätt ofta företer en idiomorf formutbildning med mer eller mindre tydlig kristallbegränsning. Murbrukstruktur iakttages i allmänhet ej. *Yngre granit.*

Att denna bergart är yngre än de föregående, framgår däraf, att den stundom härbergerar fragmentartade partier af dessa, äfvensom att den såsom ådror och gångar finnes öfverallt uti de typiska granitgneisterrängerna. Att kartografiskt angifva dess utbredning stöter dock på stora svårigheter, ty endast undantagsvis förekommer den uti större områden, där granitgneisen samtidigt skulle saknas. Vanligen uppträder den såsom en den äldre berggrunden genomträngande och omsnärjande eruptiv massa, hvilket gör, att hela granitgneisterrängen ter sig såsom en blandning af äldre och yngre graniter. Men icke nog med att den sålunda visar sig yngre än dessa åldriga granitgneiser, äfven i förhållande till vissa skiffrar, d. v. s. de gneisartade glimmerskiff-

[1]) *J. J. Sederholm:* Bull. de la Comm. géol. de la Finlande. N:o 6. S. 140.

rarna, som äga en så stor utbredning inom trakterna W om Pielisjärvi, visar den sig såsom en *yngre* granit, och geologiskt sedt bör den således ryckas ett godt stycke uppåt i den arkäiska bergartskomplexen. Huruvida den kan sammanbindas med öfriga yngre graniter i Finland eller ej, skall längre fram sägas.

### *Gångar af basiska bergarter inom granitgneisterrängerna.*

Såsom i viss mån karaktäristiskt för granitgneisterrängen kan anses det rikliga uppträdandet af basiska bergarter. Dessa äro mörkfärgade, i regeln ytterst hornblenderika bergarter, som uppträda i mindre massiv, såsom tydliga gångar eller såsom linser eller lagerartade partier uti granitgneisen; de anträffas lika ofta uti de starkt deformerade röda, som uti de gråfärgade, mera granitiska typerna. I synnerhet då de uppträda i mindre massiv, men äfven då de hafva karaktären af en typisk gång, kännetecknas de ofta af en utprägladt massformig struktur; utdragna i linser eller i lagerartade partier, äro de vanligen mycket tydligt skiffriga och kunde då med skäl kallas *hornblendegneis*. En tydlig skiffrighet iakttages i synnerhet ofta vid gränserna af de skilda massiven. Det torde icke vara något tvifvel underkastadt, att åtminstone flertalet af dessa basiska bergarter äro af eruptivt ursprung. Betraktade under mikroskopet, förete de nämligen såväl en sammansättning som en struktur, som talar för deras hänförande till gabbrobergarternas grupp.

Den mineraliska sammansättningen är i regeln: hornblende, biotit, plagioklas, kvarts, klorit, malm, epidot och titanit. Hornblendet har öfverallt en uralitisk karaktär och plagioklasens optiska egenskaper tyder på en labrador. Bergarten kunde sålunda rättast betecknas såsom en *uralitgabbro.*

Mångenstädes är strukturen anmärkningsvärdt väl bibehållen. Plagioklasen är då utbildad i korta och breda lister på samma sätt som i en typisk gabbro. Men äfven i de delar af bergarten, där den ursprungliga byggnaden bäst framträder, kunna samti-

digt bevis för en långt skriden ombildning af mineralbeståndsdelarna anföras. Denna synes begynna därmed, att uraliten blir liksom sönderskuren i små fragment, hvilka åtskiljas från hvarandra genom kvartskorn. Härigenom uppkommer af den förut enhetliga uralitkristallen ett aggregat af hornblendestänglar och kvartskorn, hvilka äro regellöst sammanhopade med hvarandra och till hvilka sälla sig allt flere fjäll af biotit. Äfven plagioklasen är på samma sätt sönderdelad af kvarts. Denna inträngер nämligen längs kanterna af i synnerhet de med epidotkorn rikligt uppgrumlade fältspatindividerna och bildar här stundom en slags mikropegmatit. Ju bättre bibehållen den gabbroida strukturen i allmänhet är, desto tydligare framträder den mikropegmatitartade strukturen och den kunde därför möjligen betraktas såsom ett begynnelsestadium till plagioklasens vidare sönderdelning. Denna åter yttrar sig däri, att hela plagioklasen så att säga sönderfaller i små oregelbundet begränsade korn, hvilka ligga blandade med sådana af kvarts äfvensom med stundom rätt stora individer af epidot. Vid detta stadium af ombildning är ofta hvarje spår af gabbroid struktur försvunnen och bergarten erhåller det otypiska utseende, som kännetecknar amfiboliter i allmänhet. Anmärkningsvärdt för de hornblenderika utbildningsformerna är deras konstanta och ofta rätt höga halt af titanit. Där den gabbroida karaktären ännu är rådande, iakttages detta mineral endast i mindre mängder, och det ligger då ofta alldeles tätt omkring eller i omedelbar närhet af korn af titanjärnmalm. Titaniten saknar då vanligen äfven tydliga kristallformer och uppträder i formlösa hopgyttringar af en massa små korn. Där bergarten saknar den gabbroida strukturen, förekomma däremot malmkornen i färre antal, medan titaniten är synnerligen talrik samt oftast utbildad i tydliga kristaller med den karaktäristiska brefkuvertformen. Det förefaller sålunda, som om titaniten vore en beståndsdel i bergarten, som uppstått under dennas ombildning.

Hvilken geologisk ställning alla dessa bergarter intaga, som synnerligen starkt påminna om de s. k. hyperiterna inom de

svenska järngneisterrängerna [1]), är svårt att säga. Att åtminstone flertalet af dem äro eruptiva gångar, som genomdraga granitgneisen, är högst sannolikt. Men å andra sidan torde det vara säkert, att äfven bland dessa bergarter finnas sådana, som äro af mycket olika ålder. Detta framgår däraf, att man här och hvar finner gångar af diabasbergarter af en alldeles ung typ, hvilka säkert icke kunna föras ihop med de uralitiserade gabbroförekomsterna. Såsom vi längre fram skola se spela hornblenderika gångbildningar en viss roll i de skifferformationer, som äro yngre än den granitiska basalkomplexen, och det ligger därför nära till hands att antaga, att dessa äfven inträngt i granitgneisen. Då man vidare kan förutsätta, att i denna äfven finnas gångar, som äro äldre än alla skiffrar, *hafva vi således sannolikt en hel mängd gångsystem af basiska bergarter, som genomträngt granitgneisen* och orsaken till dessas talrikhet just i denna formation är härmed gifven.

## Skifferformationer.

En väsentlig del af den karelska berggrunden intages såsom bekant af typiska skiffrar. Betraktade i ett utgöra de de östligaste delarna af ett stort skifferområde, som sträcker sig så godt som tvärs öfver hela södra Finland, och som isynnerhet i sina västra och mellersta delar på många ställen afbrytes af större granitmassiv. Graniten i de senare är åtminstone i de flesta fall yngre än skiffrarna, i det att den genomträngt och förändrat dem på ett vidtgående sätt. I sådana granituppfyllda skifferterränger synes det icke finnas några möjligheter att särskilja mellan olika formationer, och en indelning af skiffrarna här blir således en sådan efter petrografiska olikheter. En mera geologisk indelning af skifferbergarterna kan man ernå endast i sådana trakter, där berggrundens stratigrafi icke blifvit i alltför hög

[1]) Från dessa skilja de sig dock däri, att i dem ingenstädes iakttagits ens rester af rombisk pyroxen eller olivin. De finska bergarterna motsvara således de starkare ombildade delarna af de svenska hyperiterna.

grad störd af frambrutna eruptiva massor eller där man kunnat påvisa gränsbildningar mellan olika skifferserier eller komplexer. En sådan trakt finner man i det omnämda skifferområdets östra gränsdelar och det är från förhållandena här man således bör utgå, ifall en gång en geologisk indelning af de ostfinska bergarterna skall kunna företagas. I det efterföljande skola vi försöka visa, i hvilken mån förhållandena ute i naturen berättiga till uppställandet af olika geologiska formationer inom denna vidlyftiga komplex af skiffriga bergarter.

## *Ladogiska skiffrar.*

En stor del af dessa skiffrar utgöres af glimmer- och hornblendegneiser, glimmerskiffrar, hornblendeskiffrar och fylliter. Största utbredning äga glimmerskiffrar och mer eller mindre gneisartade modifikationer af dem. Sinsemellan äro de olika skiffrarna vanligen intimt förenade. De uppträda nämligen såsom lager inom hvarandra, utan att vara åtskilda genom typiska gränsbildningar och utan att således någon diskordans dem emellan kan iakttagas. Dessa bergarter måste således föras ihop till en enda grupp, som nedåt begränsas af granitgneis och uppåt af yngre formationer af såväl eruptiva som sedimentära bergarter. Till denna stora komplex måste hufvudmassan af den ostfinska skiffergrunden räknas. Jag benämner i det följande efter Sederholm (l. c.) dessa skiffrar *ladogiska* och sammanfattar under denna benämning *alla de skifferbergarter, som tillsvidare icke kunna afsöndras i skilda afdelningar och hvilkas liggande utgöres af granitgneis.* De representera således de *äldsta* skiffrarna. Det är mycket möjligt, att inom denna grupp liksom inom granitgneisen i själfva värket finnas bergarter af olika åldrar, men så länge bevis för ett särskiljande af dem till skilda afdelningar saknas, måste de betraktas i ett sammanhang.

## Petrografiska typer.

Från petrografisk synpunkt kan man indela dessa skiffrar i glimmerskiffrar, fylliter, hornblendegneiser, kvartsiter och kalkstenar.

Utmärkande för alla dessa bergarter är deras städse tydligt kristallina karaktär. Denna är så framhäfven, att i de flesta fall alla tydliga tecken på deras sedimentära natur äro försvunna. *Glimmerskiffrarna* och i synnerhet deras gneisiga afarter hafva således inga kännetecken, som skulle skilja dem från lika benämda bergarter i andra trakter och andra länder. De äro glimmer- och kvartsrika skiffrar af än fin- än grofkornigare struktur och utmärkta af i allmänhet synnerligen utpräglad skiffrighet, hvarjämte de förete stor enformighet öfver stora områden. I synnerhet i de västligare, granitgenomträngda delarna af skifferterrängerna är bergartskaraktären öfver stora sträckor enahanda. I de östligare delarna, där granitintrusioner äro sällsynta eller helt och hållet saknas och där skiffrarna gränsa emot granitgneisen eller ock yngre sediment, finnes dock en viss omväxling, som betingas af att finkorniga och ofta kvartsrika, gråfärgade lager omväxla med glimmerrika, gröfre korniga. Stundom är denna omväxling så skarp, att den påminner om en värklig växellagring. Att en dylik äfven finnes bevisas däraf, att stundom så godt som rena kvartsitskikt ingå uti skiffrarna, äfvensom att glimmerskiffrarna här och hvar öfvergå uti mer eller mindre typiska fylliter, hvilka icke sällan bära omisskänneliga spår af äkta skiktning.

*Glimmerskiffer.*

Äfven *fylliterna* äro på samma sätt enformiga bergarter och synas öfverhufvud stå i det intimaste sammanhang med glimmerskiffrarna, i det att värkliga öfvergångar till dessa mångenstädes kunna påvisas. Medan glimmerskiffrarna dominera uti den karelska skifferzonens västligare delar, äro fylliterna företrädesvis iakttagna i dess östliga, där de äro särskildt talrika nära gränsen emot det stora granitgneismassivet. Äfven här visa de dock föga skarpa gränser emot glimmerskiffrarna, och de kunna därför i allmänhet ej kartografiskt afgränsas från dessa. Det förefaller

*Fyllit.*

därför sannolikt, att åtminstone en stor del af de här förekommande fylliterna geologiskt höra ihop med glimmerskiffrarna.

Om man undantager svafvelkis och magnetkis, hvilka ofta förekomma såsom tillfälliga beståndsdelar i dessa bergarter, stundom i sådan mängd, att de bidraga till bergartens sönderrostande, så äro karaktäristiska accessoriska beståndsdelar i allmänhet sällsynta i dessa skiffrar. Ett undantag härifrån gör dock skifferområdet i södra Karelen eller i trakten mellan Ladoga och Värtsilä. Här äro nämligen såväl glimmerskiffrarna som fylliterna stundom alldeles uppfyllda af *granat*, *staurolit* och *andalusit*[1]). Det är påfallande, att dessa mineral uppträda just i de delar af området, där genomträngande graniter äro talrika. Man ledes därför på tanken, att de granat- och staurolitrika skiffrarna stå i sammanhang med förekomsten af dessa yngre graniter, m. a. o. att de äro kontaktmetamorfoserade bergarter.

*Amfiboliter.*

I viss mån karaktäristisk för denna komplex af skiffrar är förekomsten af *hornblenderika bergarter*. Dessa, som än hafva karaktären af vanliga hornblendegneiser eller mer eller mindre massformiga amfiboliter, än af rena hornblendeskiffrar, förekomma såsom lager- eller stockartade partier uti glimmerskiffrarna, med hvilka de stundom visa en art af växellagring. I synnerhet talrika äro dessa bergarter i de terränger, där glimmerskiffrarna äga ett gneisartadt utseende.

Det är högst sannolikt, att bland dessa bergarter finnes flere geologiskt skilda leder, men på grund af deras i allmänhet otypiska utseende är det icke görligt, att öfverallt åtskilja dem ifrån hvarandra. Såsom framhållits måste en stor del af de hornblenderika bergarter, hvilka i sådan mängd förekomma inom granitgneisterrängen, och af hvilka en del äger mer eller mindre tydlig skifferkaraktär, oaktadt sitt skiffriga utseende betraktas såsom ombildade eruptiva bergarter. Till sin petrografiska karaktär öfverensstämmer en stor del af de amfibolitiska bergarterna inom skifferter-

---

[1]) *J. J. Sederholm:* Om maltesit, en kiastolitartad andalusitvarietet från östra Finland. Geol. För. i Sthlm Förh. Bd. 18. S. 390.

rängerna fullständigt med de sistnämnda. Man kan därför med skäl förutsätta, att äfven bland dessa bergarter finnas sådana af eruptivt ursprung. I synnerhet är man benägen för ett sådant antagande i de fall, där en mer eller mindre massformig struktur kännetecknar bergarten eller där den såsom stockformiga massor går fram i skiffrarnas strykningsriktningar. Några genomtvärningar af skiffern ser man likväl aldrig. Detta kan dock icke gärna framhållas såsom ett skäl emot bergartens eruptiva karaktär, ty såsom vi längre fram skola se, uppträda de basiska eruptiva bergarter, som vi finna i de yngre kvartsitformationerna, på alldeles likartadt sätt, utan att man på grund häraf kan draga deras eruptiva karaktär i tvifvelsmål. Huruvida nu de amfibolrika bergarter, som finnas inom glimmerskiffrarna, äro geologiskt samhöriga med dem, som anträffas inom granitgneisterrängen, kan ingenstädes bestämdt afgöras, ehuru vissa förhållanden i gränstrakterna mellan skiffer- och granitgneisområdena, tyda på ett möjligen existerande samband dem emellan. Man finner nämligen i t. ex. Juuka socken, där glimmerskiffrarna gränsa emot granitgneisen, hurusom såväl denna som de förra genomdragas af hornblenderika bergarter af ofta tydligt gabbroid karaktär. Direkta öfvertvärningar af gränserna mellan de skilda bergartsformationerna ser man visserligen ej, men däremot följa amfibolitstockarna ofta såsom fortsättningar af hvarandra inom de skilda terrängerna. Detta, äfvensom den petrografiska likheten hos dem talar för, att de tillhöra samma geologiska grupp. Men äfven om det sålunda finnes eruptiva basiska bergarter, som genomdraga såväl granitgneisen som de äldsta skiffrarna, är härmed dock ingalunda sagdt, att alla amfibolrika bergarter inom skiffrarna äro geologiskt samhöriga. Då det gäller att åtskilja så starkt metamorfoserade och hvarandra liknande bergarter från hvarandra, hafva vi i allmänhet inga petrografiska egenheter att hålla oss till, och alla bindande bevis måste därför baseras på de stratigrafiska förhållandena. Där dessa felas befinna vi oss mera än annars inom antagandenas område.

Detta framgår äfven däraf, att bland dessa bergarter otvifvelaktigt också finnas sådana, som äro af *sedimentärt* ursprung.

Till denna slutsats kommer man särskildt i de trakter, där de hornblenderika bergarterna icke allenast förete en särskildt utpräglad skiffrighet, utan äfven visa en art af växellagring med annorlunda uppbygda skikt. De senare hafva än karaktären af typisk glimmerskiffer, än af en mer eller mindre glasig kvartsit. I det senare fallet är magnetisk järnmalm stundom anhopad i strimmor och mindre klumpar längs skiktfogarna mellan de hornblende- och de kvartsrika lagren. Denna anhopning är stundom så riklig, att bergarten åstadkommer märkbara utslag af kompassnålen, hvilket i vissa fall gifvit anledning till en närmare magnetometrisk undersökning af dessa »malmlager». En sådan har dock ådagalagt, att järnmalmen är i endast ringa mängd förhanden. I själfva värket har en dylik malmanhopning föga gemensamt med värkliga malmlager, i det att den måste betraktas såsom en utlakning af magnetit längs skiktfogarna uti bergarten, utan att någonstädes bilda värkliga lager.

Det är anmärkningsvärdt, att dessa om sediment påminnande, skiffriga hornblendebergarter uppträda i större utsträckning i de delar af glimmerskifferområdena, som ligga nära granitgneisterrängerna och åtminstone i flere fall bilda botten för dem. I några skifferområden i Ilomants, som äro fullständigt afskilda från den stora västerut liggande skifferterrängen, är detta särskildt påfallande, men äfven i Impilaks socken, särskildt i närheten af Pitkäranta, synes det nästan vara en regel, att glimmergneiserna, som omsluta granitgneisen, begynna med en serie af hornblendeskiffrar, som ligga omedelbart öfver det granitiska underlaget. Huruvida i denna serie allt är af samma natur, är svårt att afgöra, då bergarterna äro synnerligen kraftigt metamorfoserade. Sannolikt kommer man det riktiga närmast, genom att antaga, att såväl eruptiva som sedimentära bildningar här ingå, något som äfven i enskilda fall bevisas däraf, att man iakttagit värkliga genomträngningar af mera massformiga amfiboliter genom de starkt skiffriga.

Till denna stora komplex af skifferbergarter synes man äf- *Kvartsit, kalk-*
ven böra räkna vissa förekomster af *kvartsiter* och *kalkstenar*, *sten, grafit.*

Alldeles på samma sätt som de skiffriga amfiboliterna bilda dessa långsträckta lager, som ligga uti glimmerskiffrarna och deras gneisiga afarter. Men medan man angående amfiboliterna kunde hysa olika åsikter om deras bildningssätt, råder det icke något tvifvel om dessa senares bildningssätt.

I synnerhet kvartsiterna äga nämligen en så tydligt lagerartad karaktär, att deras sedimentnatur icke kan betviflas. I de flesta fall äga de en glasig, vanligen tydligt skiffrig struktur och sakna alla spår af klastisk karaktär. Färgen är ofta grå eller blågrå. De förekomma här och hvar inom skifferterrängerna, men bilda vanligen endast smala lager, stundom t. o. m. endast linsartade partier uti skiffern.

Naturligtvis är det icke uteslutet, att dessa kvartsiter vore af annan ålder än de skiffrar, uti hvilka de ligga, men emedan de vanligen äro så intimt förenade med skiffrarna, att de t. o. m. iakttagas i lagerartad omväxling med dem och emedan petrografiska öfvergångar mellan kvartsit och glimmerskiffer på flere ställen påvisats, har man större skäl att föra dem ihop än att skilja dem åt ifrån hvarandra.

*Kalkstenarna* äro i regeln dolomitiska och ofta starkt orenade af silikat. De skilja sig från de västfinska förekomsterna genom sin i allmänhet tydligare skifferkaraktär samt sin höga magnesiahalt. Såsom längre fram visas, synes åtminstone en del af dem ligga i en beständ nivå uti skifferkomplexen.

Som inlagringar uti dessa bergarter är ytterligare att anse de *grafitskiffrar,* som här och hvar anträffats. Icke sällan äro de utbildade i tämligen rena, linsformiga partier.

## De ladogiska skiffrarnas botten.

Då man ute i fältet vill leta fram ställen, där man hoppas finna kontakter mellan skiffrarna och granitgneiserna, finner man snart, att sådana äro jämförelsevis få. En af orsakerna härtill är, att dessa gamla skiffrar på de flesta ställen icke stöta direkt emot det granitiska underlaget, utan afskiljes från detta

af *yngre* skiffrar, hvilka här i en bred zon stryka fram genom så godt som hela finska Karelen i riktning från SSO mot NNW. Endast i skifferområdets sydöstra och nordvästra delar finna vi ställen, där granitgneisen direkt stöter emot skiffrarna. Längst i SO, i trakten mellan Ladoga och Jänisjärvi, bildar granitgneisen sålunda flere isolerade, ovala områden, hvilka liksom öar sticka fram ur skifferterrängen.

I dessa trakter saknas visserligen typiska bottenbildningar, men det oaktadt är det tydligt, att granitgneisen här är äldre än skiffrarna. Ehuru granitgneismassiven på alla sidor äro omgifna af skiffrar, finnes det nämligen icke en enda skifferkontakt med genomträngningar af granit, hvilket dock borde vara fallet, ifall granitgneisen vore en eruptiv bergart, som frambrutit efter skiffrarnas bildning. Däremot framgår det af Sederholms [1]) och Trüstedts undersökningar i dessa trakter, att de typiska glimmerskiffrarna ingenstädes hvila direkt på granitgneisen, utan att gränsen mellan dessa och granitgneisen utmärkes af en rätt mäktig zon af skiffriga amfiboliter, hvilkas öfre och undre gräns betecknas af inlagringar af dolomitiska kalkstenar. Tillsammans med amfiboliterna uppträda lager af granatmalakolitfels äfvensom sådana med järnmalm och kismineral. Först efter dessa vidtaga de typiska glimmerskiffrarna, hvilka närmast amfibolitzonen ofta innehålla fältspatrika lager äfvensom kvartsitinlagringar. Hela anordningen af dessa bergarter talar sålunda för, att en lagerväxling förefinnes. Men å andra sidan hafva de delar, som bilda gränsen emot granitgneisen, icke någon vanlig bottenkaraktär. Det oaktadt kan man icke komma ifrån antagandet, att den kalkstensförande zonen af hornblenderika skiffrar måste betraktas som bottenlager uti glimmerskifferformationen i dessa trakter. Detta framgår däraf, att dessa gränszoner icke uppträda lokalt, utan iakttagas så godt som öfverallt i denna trakt, där granitgneisen sticker igenom skiffergrunden. På grund af dessa iakttagelser skulle man således komma till den slutsats, att hela denna serie af gamla

[1]) *J. J. Sederholm:* Bull. de la Comm. geol. der Finland. N:o 6, S. 210.

skiffrar skulle begynna med kalkaflagringar. En analog lagerföljd iakttages, såsom längre fram skall visas, äfven i yngre skifferformationer.

Dessa kontaktzoner finnas såsom sagdt endast i skifferområdets sydöstra delar; i områdets nordvästra delar, där skiffrarna äfven gränsa emot större områden af granitgneis, söker man förgäfves efter dylika gränsbildningar. Öfverhufvud kan man här icke så skarpt angifva gränserna mellan skiffrarna och granitgneisen som i Ladogatrakten. De förra stöta nämligen i strykningsriktningen emot granitgneisen och skjuta i flikar och uddar in i denna. Äfvenså anträffar man i gränsområdena mindre partier af granitgneisen, hvilka förefalla att vara inklämda uti skiffrarna. Det framgår således äfven här tydligt, att granitgneisen måste vara äldre än skiffrarna. Liksom i Ladogatrakten saknas också här öfverallt genomträngningar af granitgneisen uti skiffrarna, men däremot är den förra i närheten af dessa ofta starkt gneisig, d. v. s. uppfylld af glimmerstrimmor. I allmänhet är bergarten påfallande starkt deformerad just vid gränsställena. Mineralkornen äro till ytterlighet sönderbräckta, och långsträckta strimmor af kvarts genomdraga bergarten, som därför på sådana ställen ofta har en nästan breccieartad karaktär.

Bergarten vid gränsen mellan skiffern och granitgneisen är således redan petrografiskt betraktad att anse såsom ett slags mellanting mellan granitgneis och skiffer, och man kunde därför åtminstone med hänsyn till strukturen tala om en öfvergång mellan de båda bergarterna. Denna öfvergång är dock fullständigt olik en sådan mellan skiffer och yngre granit. Medan skiffer och yngre granit, där ådror från den senare trängt in i skiffermassan, äro liksom sammansmultna, förefalla dessa äldre skiffrar att vara liksom hopcementerade med granitgneisen, hvarvid de skiffriga gränsdelarna hos den senare, bildlikt taladt, kunde betraktas såsom det sammanbindande materialet.

*Ögongneis.* Denna öfvergång blir ännu mera påfallande genom förekomsten af en säregen utbidningsform hos skiffern vid gränsen. I närheten af granitgneisen är nämligen skiffern ofta fältspatrik

och gneisartad samt innehåller talrika, vanligen 3—6 cm långa »bollar» eller »ögon» af rödfärgad fältspat, hvilka i den vittrande bergytan sticka ut såsom runda knölar, på samma sätt som fältspatströkornen i grofkorniga porfyrgraniter. »Fältspatsögonen» äro oftast linsformigt utdragna, hvarvid de i regeln ligga så, att långsidan sammanfaller med skiktytorna. Stundom äga de dock en mer eller mindre rektangulär genomskärning. Med skiffermassan äro de vanligen tämligen löst hopfogade, hvilket bl. a. framgår däraf, att man stundom kan utpreparera dem ur bergarten. En sålunda isolerad fältspatlins karaktäriseras af en nästan glatt gränsyta, där den legat emot skifferns glimmerrika massa. De glimmerfjäll, som ännu häfta vid fältspatslinsen, äro härvid mjukt böjda efter alla ojämnheter, och själfva de buktiga ytor, som begränsa fältspaten, löpa med spetsig vinkel emot hvarandra, så att linsen kantas af en skarp kam. Dylika, starkt plattryckta »fältspatögon» förekomma hufvudsakligen i de delar af skiffern, som ligga alldeles tätt intill granitgneisen. Längre bort ifrån denna, d. v. s. längre in uti skiffern, förlora de ofta något af den linsformiga gestalten och hafva stundom en form, som tyder på en kristallografisk begränsning.

Denna *ögongneis* eller *ögonskiffer,* såsom bergarten lämpligast kunde benämnas, uppträder stundom i större områden. Sålunda iakttages den såsom en ställvis par km bred zon, hvilken från närheten af Koverojärvi i Nunnanlaks by i Juuka socken sträcker sig i NW-lig riktning ungefär 15 km norrut (se kartan fig. 19). Bergarten bildar här antingen lagerformiga partier uti den ladogiska glimmerskiffern, i hvilken äfven delar af granitgneisen förekomma, eller ock ligger den omedelbart öfver och omkring granitgneisen, utan att åtföljas af de normala skiffrarna. Utmärkande för ögongneisen i denna zon är rikedomen på fältspatlinser, som är så stor, att bergarten i petrografiskt hänseende mera närmar sig den strimmiga granitgneisen än skiffrarna.

Ett annat större område af denna egendomliga bergart anträffas i Nilsiä socken, O och N om Siikajärvi sjö (se kartan fig. 11). Skiffern i denna zon är utmärkt af en sällsynt väl

framträdande ögonstruktur. Ögonen nå en längd af ända till 7 cm och en bredd af ända till 4 cm, samt äro ofta starkt utdragna (fig. 1, taf. VII). I synnerhet i närheten af Pisankoski fors är bergarten typiskt utbildad. På ömse sidor om denna zon öfvergår bergarten, genom att »fältspatögonen» småningom försvinna äfvensom genom aftagande af fältspatmängden i själfva skiffermassan, utan någon som hälst skarp gräns uti en gneisartad glimmerskiffer, och det synes därför icke kunna vara tvifvel underkastadt, att denna bildning geologiskt hör till skifferformationen i denna trakt.

I W stöter ögongneiszonen emot en grupp af fyllitiska skiffrar och dem åtföljande kalkstenar och kvartsiter, hvilka alla, såsom längre fram skall visas, måste anses tillhöra en yngre formation.

På några ställen stöter ögongneisen dock äfven i denna trakt emot granitgneis, som iakttages i mindre områden mellan skiffrarna och i allmänhet äger ett föga typiskt, än gneisartadt, än granitiskt utseende. Liksom i Juuka socken saknas äfven här en tydlig gräns mellan ögongneisen och granitgneisen, och det ser snarast ut såsom om den förra öfverginge i den senare genom att den skiffriga strukturen småningom försvinner, medan samtidigt fältspathalten tilltager.

Öfverallt, där ögongneiserna uppträda i större massor, synas de sålunda representera en utbildningsform af skiffern, som ligger i skifferformationens lägsta delar, m. a. o., de måste betraktas såsom ett slags bottenbergarter. Man frågar sig då, hvilken orsaken till ögongneisstrukturen kan vara.

Det har framhållits att »fältspatsögonen» äro relativt löst fästade i skiffermassan, i synnerhet i de delar, som ligga granitgneisen närmast. Redan detta tyder på en allotigen natur hos dem. Men äfven deras inre byggnad är sådan, att man icke gärna kan föreställa sig, att de bildats uti själfva skiffern. Betraktade under mikroskopet, visa de sig nämligen i de flesta fall vara sammansatta af ett aggregat af fältspat och kvarts. Den förra utgöres dels af ortoklas eller mikroklin, dels af plagioklas. Mikroklinen iakttages i preparaten mestadels i större fält, som

vanligen intaga de centralare delarna af »ögonen». Dock äro äfven dessa i regeln söndrade i flere delar, som visa en olika optisk orientering emot hvarandra. Mot kanterna eller i de smala ändorna af »ögonen» iakttages däremot en blandning af plagioklas, mikroklin och ortoklas samt kvarts, hvilka i ungefär lika stora korn ligga om hvarandra. Till dessa beståndsdelar sälla sig vanligen talrika fjäll af muskovit.

I en del af dessa »ögon» bestå dock de centrala partierna till hufvudsaklig del af plagioklas, hvilken liksom mikroklinen är sönderdelad i flere olika orienterade korn. Betraktad under mikroskopet mellan korsade nicoler har plagioklasen ett egendomligt utseende. Den visar sig nämligen vara uppfylld af högst oregelbundet begränsade »fläckar» med annan optisk orientering än hufvudmassan. Den tydligt framträdande tvillingslamelleringen enligt albitlagen upphör i dessa fält och ersättes af den gallerartade tvillingstrukturen, som kännetecknar mikroklinsnitten, och betraktade i vanligt ljus visa sig dessa delar oftast vara mindre uppgrumlade af föroreningar än den plagioklastiska hufvudmassan, m. a. o. det ser ut som om plagioklasen öfvergått till mikroklin.

En jämförelse mellan fältspatbollarna i skiffern och de rödfärgade fältspatindividerna i granitgneisen visar en stor likhet mellan dem. Denna är i många fall, särskildt i området i Juuka, så stor, att det icke är möjligt att åtskilja »fältspatögonen» i skiffern från de i granitgneisen linsformigt utdragna, porfyrartadt utbildade fältspatkornen. Man ledes häraf till antagandet, att »fältspatögonen» i skiffern stå i sammanhang med dem uti granitgneisen. Då det å andra sidan icke kan förnekas, att skiffern och granitgneisen äro tvänne geologiskt skilda bergarter, äro således de öfvergångsartade bildningar, man finner mellan dem, endast skenbara, d. v. s. petrografiska men icke geologiska, och det ligger därför nära till hands att antaga, att »fältspatögonen» i skiffern värkligen härstamma från granitgneisen, att de sålunda representera fragmentartade delar af denna, hvilka likt bollarna i ett konglomerat inneslutits uti ett sediment. För

sannolikheten af ett sådant antagande talar ytterligare den omständigheten, att i skiffern jämte »fältspatögonen» äfven iakttagits bollar eller knölar af kvarts, samt att vissa af de linsformigt utdragna fältspatrika bollarna äro af rent granitisk karaktär.

Frågar man sig då, huru dessa skiffrar uti sina bottenlager kommit att innehålla hufvudsakligen från en granit härstammande strökorn af fältspat, och hvarför icke typiska konglomerat bildats, så kunde detta måhända förklaras genom antagandet, att de delar, som i skiffrarnas botten ingå såsom fragmentariska rester af underlaget, lösgjorts icke genom erosion i dess trängre bemärkelse, utan fastmer genom vindens och ökenvittringens värkningar. I sitt stora arbete om ökenbildningar framhåller Walther [1]) uttryckligen, att till följd af »deflationen» t. ex. en granit med lätthet sönderfaller i sina beståndsdelar, hvarvid de enskilda mineralen utmärka sig genom sin ovanliga friskhet. Då detta sker inför våra ögon, hvarför skulle icke samma företeelse hafva kunnat äga rum äfven under en uråldrig geologisk tid? Man har ju på en mängd ställen funnit äkta konglomerat och breccior, som bildats under arkäisk tid, hvarför skulle då icke rena ökenbildningar hafva kunnat danas? Tvärtom, det förefaller nästan sannolikare, att just under denna aflägsna tid bildningen af luftsediment spelat en stor roll. Vi återkomma till denna fråga längre fram, då vi skola försöka visa, att just förvittringen varit af ofantlig betydelse för uppkomsten af äfven de yngre sedimenten från prekambrisk tid.

## De ladogiska skiffrarnas åldersbegränsning.

Liksom man kan tala om en botten för denna stora komplex af skiffriga bergarter, så kan man äfven tala om en begränsning uppåt, ehuru denna då blir en sådan till tiden. En mängd förhållanden bevisa nämligen, att efter bildningen af skiffrarna storartade graniteruptioner ägt rum, hvarvid de eruptiva massorna genomträngt skiffrarna. I skifferterrängens östliga gränsdelar iakt-

[1]) *Johannes Walther:* Das Gesetz der Wüstenbildung 1900, s. 35.

tagas ej genomträngningar af granit, men i dess västliga delar äro dessa så mycket allmännare. De genomträngande graniterna uppträda än i större sammanhängande massiv, hvilka då vanligen innehålla talrika fragment af skiffrarna, än såsom gångar och ådror, som genomdraga skiffrarna i alla möjliga riktningar. I stort sedt hafva de granitiska massorna samma karaktär och kunna i många fall äfven geologiskt bindas ihop, på grund hvaraf man får den uppfattning, att de utgöra delar af ett enda stort massiv.

*Postladogisk granit.*

De äro fin-, medel- eller grofkorniga bergarter af än grå, än röd färg samt ofta utmärkta af en tydlig parallelstruktur. Gångbildningar af finkornig, ofta rödfärgad granit samt pegmatit äro mycket vanliga. Af Sederholm, som först framhållit deras geologiska betydelse och härvid utförligare beskrifvit dem [1]), hafva de kallats *yngre graniter* såsom en motsats till en »äldre» granit, hvilken bildar underlaget för de af honom skildrade bottniska skiffrarna. De företeelser, de visa vid beröringen med skiffrarna, äro öfverallt likartade, och skifferterrängerna i östra Finland, där dessa yngre graniter förekomma, skilja sig därför icke ifrån dem i mellersta och sydvästra Finland. Liksom där ser man äfven här talrika exempel på de mest intima ingjutningar af granit i skiffern. Inträngningen af det granitiska materialet har härvid företrädesvis skett utmed skiktytorna, så att en blandningsbergart, *ådergneis* uppstått. I synnerhet synes detta hafva varit fallet i de trakter, där de granitiska massorna bilda större massiv, såsom i trakterna kring Saima bäckenet äfvensom i de NW om Ladoga belägna skifferterrängerna.

De östligast belägna granitgenomträngda skifferterrängerna

---

[1]) *J. J. Sederholm:*

1:o) Om berggrunden i södra Finland. Fennia N:o 8, 1893.

2:o) Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finland. Bull. Comm. géol. de Finlande. N:o 6. 1897.

3:o) Om indelningen af de prekambriska formationerna i Sverige och Finland och nomenklaturen för dessa äldsta bildningar. Geol. För. i Sthlm Förh. XIX, 1897.

skilja sig dock i någon mån från de västligare. Graniten, som ofta är pegmatitartadt utbildad, är nämligen i allmänhet ej ingjuten såsom ådror mellan skiktfogarna, utan genomtvärar såsom tämligen skarpt begränsade gångar eller stockformiga massor skiffern i dess strykningsriktning eller ock tvärs emot densamma. Där graniten är utbildad i större massiv, innehåller den vanligen talrika fragment af skiffern, men dessa äro ofta skarpt begränsade och visa icke den ådergneisartade karaktär, som är så vanlig hos inneslutningarna i granitområdena i mellersta Finland [1]), m. a. o., *granitinträngningarna i skiffern i dessa trakter synas icke hafva åstadkommit en så intim blandning af de båda bergarterna som i trakterna längre västerut.*

Däremot ser man icke sällan, hurusom graniten på ett annat sätt värkat kontaktmetamorfoserande på skiffern, antingen denna då finnes såsom fragment uti graniten eller den senare i gångform genomträngt den förra. Kontaktinvärkan af graniten yttrar sig härvid främst uti en ombildning af strukturen hos skiffern. Man finner nämligen, hurusom skiffern på sådana ställen förlorat sin tydliga skiffrighet och ofta ter sig såsom en homogent utbildad bergart, hvilken till det yttre har en nästan massformig struktur. Till sin form äro fragmenten då ofta afrundade samt försedda med talrika inbuktningar, i hvilka graniten inträngt. I kanterna äro de liksom upplösta af graniten och uppblandade med dennas ljusa beståndsdelar. Mindre fragment, som lösslitits från skiffern, äro ofta så fullständigt förändrade genom att materialet i dem införlifvats med granitens massa, att de te sig såsom glimmerrika klumpar uti graniten. Dessa kontaktföreteelser, som äfven af Sederholm beskrifvits från sydvästra Finlands granitområden, påminna ofantligt om de kontaktförändringar, som rapakivin utöfvat på diabas och äldre granitiska bergarter vid de norra gränserna af det ostfinska rapakiviområdet, särskildt i Jaala, Mäntyharju och Savitaipale socknar, och hvilka af mig på ett an-

[1]) *Benj. Frosterus:* Geol. öfversiktskarta öfver Finland. Sekt. C 2. S:t Michel. Beskr. till bergartskartan.

nat ställe närmare beskrifvits [l. c.]. Men de äro af intresse för dessa områden därför, att de iakttagas i större mängd hufvudsakligen i de trakter, där granitinjektionerna äro mindre allmänna.

*Sammanhang mellan västra och östra Finlands skiffrar.*

När man på en karta vill angifva utbredningen af de olika bergartsformationerna i hela södra Finland, visar det sig, att de skiffrar, som dominera i landets sydvästra delar, icke kunna afgränsas ifrån dem, som uppträda i sydöstra Finland. Här och hvar afsmalna visserligen skifferzonerna, ja de kunna t. o. m. helt och hållet vara afbrutna, men snart dyka de åter upp, svälla till i omfång och uppbygga stora landsdelar, och detta, utan att den petrografiska karaktären på märkbart sätt förändrats. Och öfverallt äro de genomdragna af yngre graniter. Det oaktadt kan man tack vare Sederholms undersökningar i sydvästra Finland åtskilja tvänne skilda skifferformationer, af hvilka den yngre hvilar på en granitisk botten. Man frågar då, till hvilken af dessa formationer de skiffrar böra räknas, som dominera i landets östra delar.

Såsom i det föregående visats, hvila äfven de ostfinska skiffrarna på en granitisk berggrund, som måste betraktas såsom deras botten. Är denna då måhända identisk med den af Sederholm skildrade äldre graniten i sydvästra Finland? Högst sannolikt ej. Visserligen finnas inom den granitiska terräng, som i det föregående betecknats såsom uppbygd af granitgneis, delar, som till sin petrografiska karaktär öfverensstämma med den äldre graniten i sydvästra Finland, men hufvudmassan af densamma har dock ett utseende, som är fullständigt främmande för den äldre graniten i sydvästra Finland. Vidare synes det alls icke vara osannolikt, att just de gråfärgade graniterna inom granitgneisterrängerna, som förete likhet med den västfinska äldre graniten, äro geologiskt skilda och möjligen yngre än de rödfärgade, starkt sönderkrossade granitgneiserna, ehuru tills vidare inga fullständigt säkra bevis för ett sådant antagande kunna anföras. Slutligen finna vi icke i granitgneisområdena skiffrar, som bilda värkliga ådergneiser med granitgneisen, d. v. s. vi kunna icke här påvisa en

skifferformation, som vore äldre än granitgneisen. *På grund af allt detta måste vi således anse åtminstone hufvudmassan af östra Finlands granitgneis såsom något annat än västra Finlands äldre granit.*

Men man frågar då, om vi inom skifferterrängerna möjligen finna genomträngningar af graniter af olika åldrar och om i så fall någon af dessa kunde likställas med sydvästra Finlands äldre granit. Det framhölls, att inom granitgneisterrängen öster om skifferområdena förekommer en gråfärgad granit, som petrografiskt har en stor likhet med den västfinska äldre graniten, men att man icke här kan säkert afgöra dess geologiska ställning. Alldeles liknande bergarter finna vi äfven inom skifferområdena och de visa sig härvid äfven genomgå skiffrarna. Dylika gråfärgade, oftast tydligt strimmiga och öfverhufvudtaget starkt sönderkrossade graniter äro mycket vanliga i trakterna mellan Päijänne och Saimen, men de iakttagas här och hvar äfven i ännu östligare belägna skifferterränger. Särskildt typiska äro de i trakten S och SO om Kuopio stad. I sistnämda trakt uppträda de därjämte, t. ex. i trakten af Wehmersalmi sund i Kuopio socken, såsom tydliga lagergångar, utan att bilda egentliga ådergneiser med de genombrutna skiffrarna. Emellertid har det visat sig vara så godt som omöjligt, att inom terränger, där gråfärgade graniter och rödfärgade sådana af typiskt yngre utseende uppträda tillsammans, afgränsa dem ifrån hvarandra [1]), och man kan därför icke framhålla några bindande bevis för, att vi inom skiffrarna skulle hafva tvänne graniter af så bestämdt åtskiljbar ålder, som den äldre och yngre graniten i det af Sederholm beskrifna skifferområdet i sydvästra Finland. Hela frågan, till hvilken formation de ostfinska skiffrarna höra, måste således fortsättningsvis betraktas såsom öppen, ehuru man å andra sidan, på grund af att de ostfinska skiffrarna utan egentligt afbrott fortsätta ända till de områden i sydvästra Finland, som betecknats såsom intagna af äldre skiffrar, äfvensom på grund af förekomsten af graniter af olika petrogra-

[1]) *Benj. Frosterus:* Geol. öfversiktskarta öfver Finland Sekt. C. 2. S:t Michel. Beskr. till bergartskartan.

fiskt utseende, kan sägas vara berättigad att förutsätta, att de ostfinska skiffrarna äro äldre än Sederholms bottniska formation.

*Granitiska gångsystem.*

Men ehuru man sålunda inom de ostfinska skifferterrängerna icke kan erhålla en sådan indelning af de granitiska bergarterna, att denna skulle berättiga till en åldersbestämning äfven af de ladogiska skiffrarna, så synes det dock vara sannolikt, att inom dessa terränger förekomma graniter af flere olika åldrar. Åtminstone kan man säkert visa, att flere skilda gångsystem genomdraga skiffrarna. Detta gäller då icke allenast rena pegmatiter, af hvilka man sannolikt har en mängd olika åldrar, utan äfven fin- och medelkornigt utbildade graniter, som till utseendet fullständigt likna de graniter, som dominera öfver stora områden. Bevis härpå finner man särskildt ofta i Kaavi och Nilsiä socknar, d. v. s. i de delar, som kunna betraktas såsom det nordöstra hörnet af den granitgenomdragna skifferterrängen och i samma trakter, där, såsom tidigare angifvits, skiffern ofta ligger i graniten såsom mer eller mindre skarpt begränsade fragment, hvilka icke äro förändrade till ådergneis. Det är härvid anmärkningsvärdt, att graniten ofta äfven öfver stora sträckor är pegmatitartadt utbildad, och att den, också då den har en finkornig struktur, ofta är uppfylld af pegmatitådror, som förete en så primär gångnatur som möjligt.

Synnerligen illustrativa exempel på den mängd af olika gångsystem, som faktiskt genomdrager skiffergrunden, finna vi bl. a. på flere af holmarna i Vuotjärvi sjö i Nilsiä, där berggrunden ofta är bättre blottad än i omgifningen rundt omkring. Anmärkningsvärd i detta hänseende är den lilla holmen Hirvisaari. Hufvudmassan af berghällarna här består af en ställvis ögongneisartad skiffer med flack [20°—30°] lutning åt SO. I strykningsriktningen är denna genomdragen af talrika, ljusfärgade, glimmerfattiga granitådror, som äro så intimt ingjutna emellan skifferfogarna, att en ådergneis härigenom uppstår. De äga vanligen högst oregelbundna begränsningar, så att de än tilltaga, än afsmalna. I allmänhet visa de föga skarpa gränser emot skiffern. Dessa granitådror afskäras vanligen snedt emot strykningsriktningen af

en serie fältspatrika gångar, hvilka likaså äro tämligen fria från glimmer och af hvilka en del äro medelkornigt, en annan del grofkornigt utbildade. Detta gångsystem genomtväras i sin tur af en tredje serie gångar, hvilka i alla möjliga riktningar genomtvära skiffern, ofta alldeles vinkelrätt emot dess strykningsriktning. Dessa utgöras af mestadels finkornig, röd granit, och de äga i allmänhet mycket skarpa gränser. Slutligen finnes ännu ett fjärde gångsystem med gångar, som likaså i alla möjliga riktningar genomgå skiffern. De utgöras af en medel- eller finkornigt utbildad och ofta påfallande glimmerrik, grå granit eller af en typisk röd pegmatit. Stundom uppträda dessa fullständigt olika struerade och sammansatta gångar i kombination med hvarandra, så att ena hälften af gången intages af finkornig, den andra sidan af pegmatitiskt utbildad granit. De representera således en art af s. k. blandade gångar, till hvilka vi finna analogier i rapakivigraniternas gångbildningar [1]). Fig. 1 afbildar ett ställe af en berghäll på norra sidan af Hirvisaari, där alla de fyra gångsystemen sammanträffa. Af afbildningen framgår bl. a., att gångsystemet *c* träffats af förskjutningar, som icke drabbat de yngre gångbildningarna. Då denna företeelse sammanställes med det faktum, att skiffern på detta ställe är tämligen rikligt genomdragen af sprickor och klyftor, som sammanfalla med hufvudriktningen för dessa gångar, så ledes man till antagandet, att åtminstone gångsystemet *a* är åtskildt från det system, som gångarna *b* och *c* tillhöra, genom en tidsintervall, under hvilken en förskjutning af berggrunden ägt rum, och att denna inträffat före den tid, då de två sista gångsystemen *d* och *e* frambrutit.

Jämför man dessa gångar med hänsyn till deras struktur och utseende med de graniter, som i samma trakt uppträda i större sammanhängande massor, så framgår det, att gången *e* alldeles öfverenstämmer med den finkorniga röda granit, som i Kaavi och Kuusjärvi socknar är uppfylld af glimmerskifferfrag-

[1]) *Benj. Frosterus:* Beskrifning till kartbladet N:o 28 Säkkijärvi. Finl. Geol. Und. S. 19.

ment, medan pegmatitgraniten uti gångsystemet *f* har ett utseende som fullständigt öfverenstämmer med det hos pegmatitiska gångar, hvilka i samma trakter genomdraga, dels den omnämda finkor-

Gångsystem af granit genomsättande ladogisk skiffer. Hirvisaari holme i Vuotjärvi, Nilsiä.

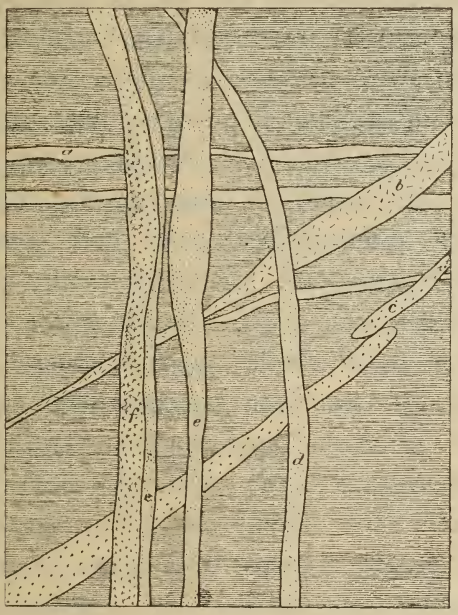



Fig. 1.

*a)* Ljusfärgad granit, bildande ådror i skifferns strykningsriktning.
*b)* Medelkornig grå granit.
*c)* Pegmatitartad grå granit.
*d)* Finkornig röd granit.
*e)* Finkornig, glimmerrik granit.
*f)* Pegmatitgranit.

niga graniten, dels äfven de glimmerskifferartade gneiserna. Gångarna af systemen *a* och *b* likna däremot närmast en yngre granit i de typiska ådergneisterrängerna, som företer en större strimmighet än de finkorniga graniterna i allmänhet. Några bevis för en identifiering af dessa gångsystem med de graniter, som uppträda i massiv, lämna dylika likheter naturligtvis ej, men de stärka dock sannolikheten af antagandet, att de finkorniga eller pegmatitiska graniter, som iakttagas i gränsterrängerna af de granitgenom-

trängda skifferområdena, vore åtminstone genom en längre tidsintervall i sitt frambrytande skilda från de granitiska massor, som förhärska inom öfriga delar, och där bilda typiska ådergneiser med skiffrarna.

Återstår slutligen att se, om dessa granitintrusioner äro inskränkta till skifferterrängerna eller om de äfven finnas inom området för granitgneiserna. Det har tidigare anförts, att inom granitgneisterrängen finnas granitiska bergarter, som redan petrografiskt äro hvarandra så olika, att man har svårt att föreställa sig, att de vore geologiskt samhöriga. Denna misstanke om en olika ålder förändras till visshet, då man kan visa, att granitgneisen genomdrages af granitgångar. Men den geologiska åldern af dessa granitintrusioner kan naturligtvis icke bestämmas i en trakt, där skifferbergarter saknas, och det gäller således att, ifall jämförelsepunkter skola erhållas, uppleta sådana terränger, där skifferformationer af bestämbar geologisk ålder träda i beröring med den äldre granitiska berggrunden. Särskildt upplysande äro härvid förhållanden i Juuka socken, där skiffrarna i sin strykningsriktning stöta emot granitgneisen. Det har nämnts, att den granitiska berggrunden i denna trakt utgör en botten för skiffrarna. Detta gäller dock endast en del af densamma. Det framgår nämligen tydligt, just i närheten af Juuka kyrkby, att de glimmerskifferartade gneiserna, som på andra ställen i denna trakt bilda ögongneisartade bottenbildningar emot granitgneisen, här genomdragas af talrika gångar af en än medel- eller finkornig, än pegmatitiskt utbildad röd granit, som fullständigt liknar gångar och ådror, som genomdraga granitgneisen i terrängen österut, där skifferbergarter saknas. Genomträngningen är härvid analog med den, som beskrifvits från Kaavi och Nilsiä socknar, d. v. s. de granitiska gångarna löpa oftast i skifferns strykningsriktning mellan skifferskikten, utan att vara synnerligen intimt ingjutna i bergarten, m. a. o. värkliga ådergneisbildningar finnas i allmänhet ej.

Redan en påfallande petrografisk likhet mellan de olika gångarna i de båda bergartsformationerna talar för, att de äro

geologiskt samhöriga. Detta styrkes ytterligare däraf, att just vid kontaktställena dylika gångar iakttagas samtidigt i granitgneisen och skiffern. Likväl synes det vara sannolikt, att dessa äro af en relativt ung ålder. De visa nämligen mot granitgneisen skarpa gränser och framlöpa ofta raklinigt, utan böjningar och vändningar, i riktningar, som sammanfalla med talrika förkastningssprickor uti granitgneisen. Samtidigt genomtvära de äfven äldre granitiska gångbildningar, som uppträda i denna bergart. Sålunda afbildar fig. 2 ett fall, där en pegmatitgranit, som visar mycket osäkra gränser emot granitgneisen och äfven företer en starkt deformerad struktur, genomtvära af en väl begränsad gång af finkornig granit. Likaså äro de äfven yngre än åtminstone en del af de amfiboliter, som finnas i skiffrarna och granitgneisen, ty äfven dessa genomdragas af granitådror och gångar.



Fig. 2.

*a)* Granitgneis.
*b)* Äldre gånggranit i granitgneisen.
*c)* Yngre granitgångar i granitgneisen.

Äfven uti några skifferområden, som i Ilomants socken ligga isolerade uti granitgneisterrängen, anträffas granitgångar uti skiffern, hvilka alldeles likna gångarna uti den omgifvande granitgneisen. Likväl äro granitintrusionerna här få. Detta förklaras måhända däraf, att större massor af yngre granit sannolikt icke frambrutit i dessa trakter, där äfven granitgneisen har en enformigare karaktär än norrut härifrån. Redan i trakten N om Koitere sjö finnas nämligen större områden, som uppbyggas af en rödfärgad mikroklingranit, hvilken har ett mindre deformeradt utseende än i de mera typiska granitgneisterrängerna, och ännu nordligare, i Pielisjärvi och Nurmes socknar, se vi en likartad granit så godt som öfverallt, ehuru dock här och hvar äfven en berg-

art med granitgneisens utseende anträffas. Den senare är då i regeln rikligt genomsnärjd af granitiska ådror och gångar. Då härtill ytterligare kommer, att den röda graniten redan i norra delarna af Pielisjärvi, men isynnerhet i Nurmes och härifrån norrut ända till Sotkamo socken, på flere ställen är rikligt uppfylld af glimmerrika strimmor och t. o. m. bildar mindre områden af ådergneis, så måste man antaga, *att större delar af de granitiska områdena O och N om skifferterrängerna intagas af en granit, som icke allenast är yngre än granitgneisen, utan äfven yngre än de ladogiska skiffrarna.* Af allt detta ser det sålunda ut, som om den egentliga granitgneisen skulle förekomma i större sammanhängande områden hufvudsakligen i de sydöstra delarna af Karelen, medan den uti de nordligare är så rikligt genomdragen af yngre graniter, att ett slags blandningsbergart uppstått, och att slutligen i ännu nordligare belägna trakter, d. v. s. de, som ligga omkring norra ändan af Pielisjärvi sjö, berggrunden åtminstone till sin hufvudmassa sammansättes af en granit, som är yngre än skiffrarna.

## Olika horisonter uti den ladogiska skifferkomplexen.

Om ock östra Finlands skifferområden i stora drag utmärkas genom enformighet i afseende å bergarternas petrografiska natur, så finnas dock enskilda, mindre terränger, där berggrunden företer en rätt stor omväxling. Det har redan nämnts, att bland de typiska glimmerskiffrarna och deras gneisiga modifikationer här och hvar iakttagas nästan rena fylliter, som stundom så bjärt afsticka från de öfriga bergarterna, att man ifrågasätter, om icke en yngre formation kunde tänkas vara inklämd i en äldre; det har vidare betonats, att hornblenderika skiffrar och mer eller mindre massformiga dioritiska eller gabbroida bergarter mångenstädes i stor mängd ligga uti glimmerskiffrarna, och det har framhäfts, att äfven kristallina kalkstenar samt typiska kvartsiter omväxla med glimmerskiffrarna. Alla dessa olika bergarter hafva förts till en gemensam formation, emedan man kan visa, att de

äro äldre än vissa graniter, och emedan man icke kan påvisa diskordans emellan dem. Emellertid frågar man sig, om icke i sådant fall de mest heterogena lederna i denna mäktiga skifferkomplex äga ett sådant uppträdande eller äro så anordnade i förhållande till hvarandra, att man häraf kunde sluta till förekomsten af vissa zoner eller horisonter i skifferserien.

Af de nämda inlagringarna uti glimmerskifferkomplexen äga i detta fall kvartsiterna utan gensaga största betydelse. Om man frånser från några enstaka kvartsitinlagringar uti skifferområdets sydöstra delar, så anträffas de viktigaste förekomsterna inom de delar af skifferområdet, som så att säga ligga på gränsen mellan granitgneisen och de yngre graniterna, d. v. s. således i Kuusjärvi, Kaavi och Nilsiä socknar. Kvartsiten bildar här i skiffrarnas riktning utsträckta, stundom flere kilometer långa lager, som ofta följa efter hvarandra så, att man har skäl att antaga, att de utgöra delar af sammanhängande zoner. I regeln äro de glasiga och starkt förskiffrade bergarter med en rätt betydande mängd af glimmer, hufvudsakligen muskovit. Glimmerhalten tilltager stundom mot den omgifvande skiffern, så att ett petrografiskt mellanting mellan kvartsit och glimmerskiffer uppstår, och bergarten kunde då karaktäriseras såsom en *kvartsitglimmerskiffer*. På grund häraf kan man tala om en öfvergång från kvartsiten till glimmerskiffern, hvilken sålunda tyder på ett intimt sammanhang mellan de olika bergarterna. I de starkast skiffriga delarna, i regeln just i gränszonerna mellan kvartsiten och skiffern, iakttagas vidare lagerartade massor af en ytterst skiffrig, amfibolrik bergart af svårt definierbar karaktär, som alldeles liknar de amfibolitiska bergarter, som äfven ligga såsom lager- eller linsartade massor uti den omgifvande gneisiga skiffern.

Att dessa kvartsiter tillhöra glimmerskifferformationerna, därför talar icke allenast deras utseende och uppträdande, utan äfven här och hvar iakttagna genomträngningar af granit. Uti den långa och smala kvartsitzon, som från sydöstra stranden af Vuotjärvi i Nilsiä sträcker sig som en parallelt med denna sjös östra strand löpande båge ända upp till närheten af Ala-Luosta-

järvi i Rautavaara socken, (jmfr. kartan fig. 12) iakttagas, i synnerhet uti dess sydligaste delar, tydliga gångar en röd, mestadels pegmatitartadt utbildad granit, hvilka på flere ställen genomdraga kvartsiten mer eller mindre snedt emot strykningsriktningen; likaså ser man uti den smala zon af starkt skiffrig och glimmerrik kvartsit, som anträffas vid södra stranden af Ylä-Luostajärvi i Rautavaara, talrika gångar af granit. Dessa äro än pegmatitartadt struerade, än medelkorniga och öfverhufvud af ett utseende, som öfverensstämmer med den yngre granitens i dessa trakter. Den pegmatitartade graniten bildar härvid ofta lagergångar, som löpa parallelt med kvartsitlagren, medan gångarna af medel- eller finkornig granit i alla möjliga riktningar gå genom kvartsiten. Alldeles på samma sätt genomdrages äfven kvartsitzonen N om Sivakkajärvi i Kaavi af granit. Därjämte anträffas i graniten flere, vanligen skarpkantiga fragment af kvartsitskiffern.

Men ehuru man således kan konstatera förekomsten af graniter, som äro *yngre* än kvartsiterna, framgår dock samtidigt, *att dessa genomträngningar äro mindre allmänna, än man kunde hafva skäl att vänta.* Den östligare af de omnämda zonerna ligger visserligen till sin största del uti skiffrar, som själfva äro fattiga på granitintrusioner, men i NO stöter den direkt emot ett mindre område af gneisiga skiffrar, hvilka äro så rikligt genomdragna af granit, att de kunna betecknas såsom typiska ådergneiser. Det oaktadt genomtränges kvartsiten här icke af en större mängd af gångar, utan är tvärtom så godt som fri från granitintrusioner. Liknande är förhållandet uti kvartsitterrängen N om Sivakkajärvi i Kaavi. Kvartsitzonen är här utsträckt öfver ett område, som uppbygges af en af skifferfragment rikligt uppfylld röd granit och af ådergneis. Men likväl är kvartsiten genomträngd af ett endast relativt litet antal granitgångar och bildar aldrig någon »åderbergart» med graniten.

Allt detta synes sålunda tala för, att dessa kvartsitzoner icke kunna räknas till den skifferserie, som af den yngre graniten förändrats till ådergneis, *utan att de måste hafva legat i en del af skifferkomplexen, som varit mer eller mindre skyddad för granit-*

*intrusioner*. Detta kunde tänkas hafva varit fallet, ifall kvartsiterna legat uti en *öfre nivå* i skifferformationen.

## *Olivinsten och serpentin.*

De omnämda kvartsiterna äga på sätt och vis ett dubbelt intresse. Uti sammanhang med dem uppträda nämligen på flere ställen egendomliga och ofta svårförståeliga bergarter, som på grund af sin petrografiska natur måste föras till *serpentin-* och *olivinstenarnas* grupp. Dessa äro allmänna bergarter inom områdena för de gneisartade glimmerskiffrarna, ehuru de samtidigt äro inskränkta till de terränger, som kunna betraktas som gränsdelarna för den granitgenomträngda skifferzonen. De iakttagas därför inom ett område, som från trakten af Savonranta kyrkby i NNW riktning sträcker sig upp öfver Kaavi, östra hälften af Nilsiä, Rautavaara och Sotkamo socknar till Uleå vattendrag, på hvilkas norra sida de enligt äldre uppgifter äfven finnas. Uti de granitgenomsatta skifferterrängerna i mellersta Finland finnas de ej och för berggrunden i södra och sydvestra Finland äro de så fullständigt främmande bergarter, att man tidigare knappt känt till deras förhandenvaro i den finska berggrunden. Hela denna anordning af de skilda förekomsterna talar för, att de utgöra delar af en bergartszon, hvilken till sin utsträckning sammanfaller med den strykningsriktning, som utmärker de ostfinska skiffrarnas östra gränsdelar. Deras geologiska förekomstsätt är mycket karaktäristiskt. De bilda nämligen i regeln linsformigt utdragna massor af större eller mindre omfattning, hvilka ligga antingen direkt uti glimmerskiffrarna eller ock uti de nyss beskrifna kvartsiterna, samt städse så, att linsens längdutsträckning sammanfaller med den omgifvande skifferns strykningsriktning. Stundom, såsom på vissa ställen i Kuusjärvi samt i synnerhet i Sotkamo socken, förekommer bergarten dock såsom typiska stockar. Såsom allmän iakttagelse kan vidare framhållas, att bergarten visar större uthållighet uti de trakter, där skiffrarna äga en konstant strykning samt äro fria från granitintrusioner, medan i trakter, där ett

motsatt förhållande råder, bergarten finnes i jämförelsevis små förekomster — stundom såsom linser af endast ett tiotal meters längd och några meters bredd — hvilka utan skönjbar regelbundenhet i sin anordning ligga uti de granitgenomträngda skiffrarna. Detta är sannolikt äfven orsaken till, att de skilda förekomsternas antal är så stort. Uppräknar man endast de förekomster, hvilka icke kunna bindas ihop såsom sammanhörande delar af större gångar, så hafva vi redan c. 70 stycken.

Med hänsyn till den mineralogiska beskaffenheten kunna tre skilda typer uppställas.

## Olivinsten.

Såsom *olivinsten* betecknas den form af bergarten, uti hvilken olivin städse iakttagits såsom beståndsdel. Den är en seg och fast bergart af svartgrön färg, som på ytan vanligen är öfverdragen af en ända till 1 cm tjock, ockerbrun förvittringshud. I en frisk brottyta visar den en viss fläckighet, orsakad däraf att olivgröna partier omväxla med svartgröna. Redan en okulär granskning visar, att de förra till hufvudsaklig del sammansättas af ett strålstensartadt mineral, medan de senare på grund af sin finkorniga eller täta struktur icke äro närmare analyserbara med obeväpnadt öga. De enda beståndsdelar, som på detta sätt kunna bestämmas, äro magnetkis och stundom äfven magnetit, hvilka i skönjbara korn sticka fram ur den täta massan. Fördelningen af de ljusa och mörka partierna i bergarten är mycket ojämn, i det att än de förra, än de senare förherska. Ju mera det förra är fallet, desto grofkornigare blir i allmänhet bergarten, och det ser då ofta ut, som om de mörka partierna låge såsom fragment uti den ljusare massan.

Undersökningen under mikroskopet ådagalägger, att de mörkfärgade delarna till hufvudsaklig del sammansättas af olivin och serpentin, strålsten samt malmkorn.

Olivinen är härvid utbildad i små skarpsplittriga korn, som ligga inbäddade i en serpentinmassa. De förete gruppvis samma optiska orientering. I regeln äro de enskilda kornen vattenklara

eller svagt grönfärgade. Ofta ligga de härvid icke direkt uti den maskformigt struerade serpentinmassan, utan i en vattenklar substans med svag ljusbrytning och i det närmaste isotrop karaktär. Då mineralet betraktas genom en gipsplatta med violett af I ordn., visar det dock en svag dubbelbrytning. Stundom saknas olivinkornet uti den glasartade substansen, hvilken då till sin form påminner om mandlarna i diabasbergarter. Det är svårt att säkert bestämma mineralet, men på grund af de ofvan anförda egenskaperna förefaller det sannolikt, att det är en i det närmaste amorf utbildningsform af serpentin, måhända identisk med den af Brauns beskrifna webskyiten [1]).

Serpentin är i regeln den förherskande beståndsdelen och har i dessa olivinrika delar typisk maskstruktur. Öfverallt är den rikligt uppgrumlad af malmkorn, hvilka ofta äro anordnade i smala strimmor, som löpa parallelt med hvarandra och serpentinådrornas längdutsträckning. Vid starkare förstoring upplöser sig den mycket svagt dubbelbrytande substansen uti smala trådar, hvilka i regeln äro så ställda, att de öfvertvära serpentinådrorna. Serpentinen är således här en *krysotil.*

Tremolit är i de olivinrika delarna endast här och hvar iakttagen. I den trådiga mellanmassan, som på grund af sin ljusare gröna färg betingar bergartens fläckiga utseende, är den däremot hufvudbeståndsdelen. De korta stänglarna skjuta härvid kors och tvärs emot och öfver hvarandra och äro vid ändorna liksom hopfiltade med hvarandra. Under mikroskopet kunna tvänne varieteter åtskiljas. Den ena är utbildad i jämförelsevis breda stänglar, som förete en mycket svag pleokroism samt svag dubbelbrytning. Utsläckningsvinkeln c : c är relativt stor, i medeltal ung. 15°. Jämte de starkt framträdande prismatiska spjälkningsspringorna iakttages vanligen äfven en tydlig tvärafsöndring. Mineralet är ofta förändradt till serpentin och ombildningen synes härvid hafva följt just längs de omnämda tvärsprickorna, ty strål-

[1]) *R. Brauns:* Studien über den Paläopikrit von Amelose und dessen Umwandlungsprodukte N. J. 1877. B.-B. 5.

stensstänglarna äro liksom tvärdelade af en mängd serpentinstrimmor, som ofta förgrena sig inåt kristallen.

Den andra arten är företrädesvis utbildad i smala och långa stänglar, hvilka äga en trådigare textur än den förra, från hvilken den äfven skiljer sig genom starkare dubbelbrytning samt en mindre utsläckningsvinkel; $c : c = 5° — °7$. Tvärafsöndringarna äro äfven mindre allmänna i denna art än i den förra, och en förändring till serpentin förekommer i allmänhet ej, men däremot en sådan till klorit. Kloritiseringen synes då i de flesta fall hafva skett från mineralets perifera delar mot dess inre.

## Asbestfels.

Denna är otvifvelaktigt en utbildningsform af olivinstenen, ty den är ofta med småningom skeende öfvergångar förbunden med denna och innehåller vanligen äfven i sin mest typiska form fragmentartade partier af den mörka olivinrika massan, som dominerar i olivinstenen. Till sitt yttre är asbestfelsen mycket karaktäristisk. Den är en grå eller grågrön, tämligen grofkornig bergart, som utmärkes af den mest trådiga struktur man gärna kan tänka sig. I ytan är den oftast brunfärgad samt stundom starkt söndervittrad, hvilken senare egenskap är att tillskrifva den ofta rikliga förekomsten af magnetkis. Stundom genomdrages bergarten af ända till 1 m breda gångar af långtrådig asbest, där trådarna stå vertikalt emot gångens väggar. Bergarten sammansättes hufvudsakligen af ett asbestartadt mineral, hvars fibrer äro utsträckta i alla möjliga riktningar och så gripa in mellan hvarandra, att bergarten saknar ett utprägladt s. k. klåf. På grund af asbesttrådarnas olika längd kan man särskilja mellan kort- och långtrådiga asbestfelser. De förra utmärkas af $^1/_2$—1 cm långa trådar, medan de senare äro sammansatta af 2—3 cm långa stänglar. Det sistnämda slaget är det vanligaste. Såväl i den ena som den andra formen har det asbestartade mineralet samma karaktär, hvilken sammanfaller med den, som kännetecknar den trådiga eller finfibriga strålstenen i olivinstenarna. En ombildning

till krysotil är mycket allmän, och denna synes hafva skett såväl i trådarnas längdriktning som längs tvärsprickor uti dem. Det är härvid anmärkningsvärdt, att ju längre framskriden ombildningen är, desto finfibrigare är mineralet. Detta synes i viss mån tala för att den fibrösa strukturen endast är en sekundär egenskap. Men äfven då strålstenen är minst förändrad, synes den vara utgången från ett annat mineral. Sannolikt har detta då varit rombisk pyroxen eller amfibol. Uti en del asbestfelser, där den asbestartade formen icke är så skarpt framträdande, finner man nämligen rätt talrika, breda och korta stänglar af antofyllit, hvilka än äro utmärkta af, än sakna fintrådig textur. Ju mera framträdande denna är, desto talrikare är i bergarten den typiska strålstenen eller dess krysotilartade afart. Strålsten och antofyllit äro härvid hopväxta med hvarandra, så att den förra uti smala trådar ligger uti den senare och parallelt med dennas prismagenomgångar.

Såsom nämnts förekomma äfven i de strålstensrikaste delarna större och mindre partier af den svartgröna olivinstenen. Betraktade under mikroskopet, visa dessa delar i hufvudsak en likartad sammansättning som de typiska olivinstenarna, men de skilja sig från dessa dock däri, att de vanligen äro rika på bredfjällig biotit samt talk. Dessa mineral förekomma stundom i sådan mängd, att de olivinrika delarna blifva alldeles underordnade. De finnas då icke allenast inom de mörkfärgade partierna uti asbestfelsen, utan ofta äfven uti själfva den strålstensrika massan. I synnerhet är talk vanlig. En granskning under mikroskopet ådagalägger härvid, att äfven talken måste vara sekundär efter strålsten, ty den visar sig mångenstädes vara mer eller mindre fullständigt utfylld med fjäll af den förra. Alldeles på samma sätt uppträder äfven glimmern, ehuru den förekommer i underordnad mängd. Den har ofta en metalliskt glänsande, grönsvart färg, som tyder på, att den icke är en vanlig biotit, ehuru den i optiskt hänseende öfverenstämmer med denna.

## Serpentinfels.

Den tredje hufvudtypen inom denna bergartsgrupp kan betraktas såsom en ren serpentinfels. Till det yttre påminner denna typ mest om olivinstenarna, ehuru den har en renare grön färg samt en homogenare struktur och sammansättning. Liksom olivinstenarna är serpentinfelsen på ytan vanligen beklädd med en brun förvittringshud, hvilken i synnerhet väl framträder, där bergarten varit täckt af jordlager, hvilket möjligen talar för att humussyror orsakat förändringen. Vidare karaktäriseras den af talrika sprickor, som i alla möjliga riktningar genomdraga bergarten, och hvilka på ytan äro liksom fastsvullna, så att bergytan synes vara genomdragen af ett nätvärk af grofva valkar. Möjligen står detta fenomen i sammanhang med en volymtillsvällning hos bergarten, då den serpentiniserats.

Till sin mineralogiska sammansättning erbjuder denna typ inga nämvärda olikheter med serpentinbergarter från andra länder, utom den, att den finska serpentinen öfverallt saknar pyroxenmineral. Hufvudbeståndsdelen är serpentin, men denna är af en annan typ än uti olivinstenarna. Medan i dessa den krysotilartade utbildningsformen är rådande, ingår uti den rena serpentinfelsen serpentinens fjälliga utbildningsform, d. v. s. *antigorit*. Här och hvar upptäckas dock äfven partier med maskstruktur och fintrådig textur, men dessa anträffas egentligen endast i sådana delar, där äfven enstaka olivinkorn ännu ligga eller där serpentinmassan är i det närmaste amorf, på samma sätt som i olivinstenarna. Stundom iakttages äfven ett stängligt utbildadt mineral, som liknar strålstenen i olivinstenarna, men som dock såväl på grund af sin hårdhet som sina optiska egenskaper kan bestämmas som en antigoritartad serpentin. Talk och i synnerhet karbonatmineral (magnesit) äro mycket vanliga i en del af serpentinerna. Stundom anträffas äfven väl utbildade oktaëdrar af magnetit. Granat har däremot icke anträffats uti de finska serpentinerna.

Dessa hufvudtyper äro i mineralogiskt hänseende på det intimaste sätt förbundna med hvarandra, och man kan således redan på denna grund icke undgå att geologiskt föra dem ihop. Det har redan framhållits, att de rena olivinstenarna öfvergå uti asbestfelserna genom att det asbestartade mineralet blir allt rikligare och slutligen förtränger de olivinrika delarna, så att af dessa slutligen endast finnas fragmentartade partier uti den asbestrika massan. Å andra sidan ser man äfven tydliga öfvergångar från de typiska olivinstenarna till de rena serpentinerna, hvilket bäst framgår däraf, att i de senare ofta anträffas en tydlig olivinstruktur. Man frågar då, hvilken orsaken till dessa olika utbildningsformer kan vara och hvilken af de tre hufvudtyperna står den egentliga moderbergarten närmast? Denna fråga sammanhänger dock så intimt med den om dessa bergarters geologiska ställning och karaktär, att vi åter måste gå till ett betraktande af bergarternas uppträdande ute i naturen.

*Åsikter om serpentinernas bildning.*

Det torde finnas få bergarter, som varit utsatta för en så mångsidig tydning som just serpentinerna. I så godt som alla länder äro de iakttagna, och litteraturen öfver dem är därför synnerligen rikhaltig, men det oaktadt äro åsikterna om deras bildningsätt ännu rätt divergerande. Diskussionen rör sig härvid hufvudsakligen kring spörsmålet, om serpentinerna äro sedimentära eller eruptiva bildningar. Det kan icke nekas att skäl för såväl det ena som det andra antagandet blifvit framlagda. Såsom stöd för deras sedimentära natur framhålles vanligen deras uppträdande i lagerformiga massor, hvilka städse gå parallelt med de omgifvande sedimentens eller skiffrarnas skiktning och således aldrig öfvertvära lagren; för deras eruptiva karaktär åter bergarternas massformiga struktur och mineralogiska beskaffenhet.

En öfversikt[1]) af de kända och beskrifna serpentin- och olivinstensfyndigheterna ger vid handen, att det stora flertalet af dem finnes såsom led uti gneis- och skifferformationerna. I de flesta fall synas de därför vara af presilurisk ålder. Visserligen gifves

[1]) *Ferd. Zirkel:* Lehrbuch der Petrographie. III. 377—407.

det äfven förekomster, som betraktats såsom betydligt yngre, men många af dessa hafva efter nyare undersökningar förflyttats lägre ned i formationsserierna, och man torde kunna säga, att antalet af de serpentinförekomster, som vore af postsilurisk ålder, blir allt mindre. Sålunda för att blott anföra några exempel, anför Kispatic [1]) bindande skäl för att de förut såsom mesozoiska uppfattade skiffrarna i Bosnien, uti hvilka stora mängder af serpentinbergarter uppträda, böra betraktas såsom arkäiska; likaså synes man i Italien, enligt hvad jag under samtal med där arbetande geologer erfarit, vara benägen att nedflytta flertalet af de i Toscana och Piemont förekommande äkta serpentinerna, af hvilka de i Toscana [2]) tidigare betraktats såsom eocena bildningar, till betydligt lägre nivåer.

De nordsvenska förekomsterna, som utförligt beskrifvits af Eichstädt, Svenonius, Holmqvist m. fl., synas hafva stor likhet med de finska, ehuru de med hänsyn till sin geologiska ställning äro dessa något olika, i ty att de ligga uti sevegruppens skiffrar, och således äro samtidiga med eller yngre än dessa.

*De finska olivinstenarnas och serpentinernas geologiska uppträdande.*

Hvad nu de finska serpentin- och olivinstenarna vidkommer, så synes, såsom tidigare anförts, en stor mängd af dessa vara bundna vid de i det föregående beskrifna skiffriga kvartsiterna. Visserligen finnas många exempel på förekomster, som ligga fullständigt isolerade uti de gneisartade skiffrarna eller i enstaka fall uti amfibolitiska bergarter, men äfven då intaga de ofta ett sådant läge till andra med kvartsit förbundna förekomster, att man är benägen att hopställa dem med de sistnämda.

Det största antalet förekomster anträffas i Kuusjärvi och Tuusniemi socknar. På få undantag när äro dessa af obetydliga dimensioner och tillhöra därjämte alla den asbestrika typen. De bilda i regeln jämförelsevis korta, linsformiga massor uti en af granit rikligt genomträngd gneisartad skiffer, som visar en ytter-

[1]) *M. Kispatic:* Die krystallinischen Gesteine der Bosnischen Serpentinzone. Wiss. Mittheil. aus Bosnien u. Herzegovina. Bd. VII. 1900.

[2]) *B. Lotti*: De tertiäre ophiolitiske bergarter i Toscana. Geol. För. i Sthlm. Förh. Bd. 10. N:o 116.

ligt störd lagerställning, så att man öfver hufvud icke här kan tala om en bestämd strykning. Något direkt sammanhang mellan de asbestrika bergarterna och kvartsit finner man ej, ehuru i samma trakt anträffas mindre ryggar af en glasig kvartsit, hvilka liksom skiffrarna äro oregelbundet anordnade och icke kunna hopbindas till sammanhängande lager.

I större sammanhängande områden anträffas dessa bergarter däremot i Kaavi, Kuusjärvi, Polvijärvi, Juuka och Sotkamo socknar. Bergarten inom dessa terränger skiljer sig då äfven med hänsyn till sin karaktär från den i de föregående, ty den tillhör antingen olivinstenstypen eller serpentinerna. Till det förra slaget höra så godt som alla förekomster i Kaavi, Kuusjärvi, Sotkamo samt en del af dem i Polvijärvi, medan flertalet af dem i Juuka och i Polvijärvi äro serpentiner. Detta är anmärkningsvärdt därför, att de olika typerna sålunda på visst sätt äga en bestämd anordning, hvilket kunde uttryckas så, att asbestfelserna finnas blott i de granitgenomdragna skifferområdena, medan olivinstenarna förekomma i ostligare belägna skiffertrakter, där granitgenomträngningar äro sällsynta. Serpentinerna slutligen finnas i de östligaste delarna af skifferområdet, där granitintrusioner helt och hållet saknas.

Upplysande i afseende å bergartens uppträdande är ett mindre område N om Sysmä by i Kuusjärvi socken (fig. 3). Den typiskt utbildade olivinstenen anträffas här i flere större höjder, hvilka dominera trakten och som ligga så till hvarandra, att man måste antaga att de utgöra delar af flere större stockar. Den omgifvande bergarten är en nästan tät glimmerrik kvartsit, som bildar ett ung. 1 km bredt och ung. 4 km långt lager uti den i N 55° O strykande glimmerskiffern, med hvilken den äfven fullständigt öfverensstämmer till lutning. Vid kontaktställena mot kvartsiten har skiffern ett fyllitiskt utseende, i det att den är rik på kolhaltig substans och ofta fullströdd med strålsten, som är hopgyttrad till kärfformiga knippen. Kvartsiten åter är på dylika ställen ofta starkt rostig samt stundom fullströdd med ett strålstensartadt hornblende. I synnerhet i detta områdes södra delar

är det tydligt, att olivinstenen uppträder såsom ett slags lagergångar uti kvartsitskiffrarna, i ty att den här och hvar finnes uti aflånga gångliknande partier uti kvartsiten. Då dessa, såsom vid Matonvaara höjd, äga större dimensioner, har bergarten olivin-

Olivinstensterrängen N om Sysmä by i Kuusjärvi socken.

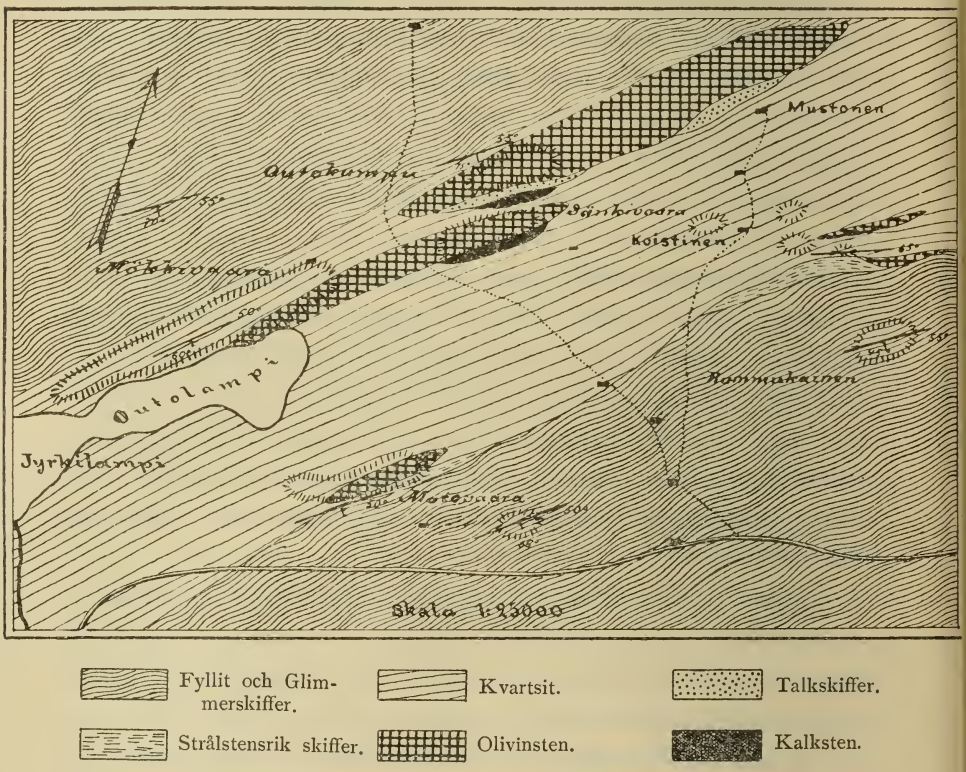



Fig. 3

stenstyp, men då de äga mindre mäktighet och längd, är den ofta förändrad till en asbestrik massa, i hvilken strålstenen är utbildad såsom stundom 20—30 cm långa stänglar, hvilka äro hopgyttrade till tofviga knippen. Det är vidare anmärkningsvärdt, att kvartsiten här är liksom slaggig och porös samt på flere ställen rikligt bemängd med ett smaragdgrönt, starkt glänsande och i reguliära kristaller utbildadt mineral, som enligt Borg-

ströms [1]) nyligen utförda undersökning är en ovanligt ren *kalk-kromgranat.*

De i områdets nordligare delar liggande olivinstensmassorna äga en betydligt större omfattning än de i de södra gränsdelarna, och det ser härvid ut, som om tvänne sig emellan parallela stockar skulle genomgå kvartsiten; detta hufvudsakligen på den grund, att olivinstenshöjderna afskiljas från hvarandra genom bildningar, som otvifvelaktigt äro gränslager. Sålunda begränsas Sänkivaara höjd (se fig. 3), som till sin hufvudmassa intages af typisk olivinsten, på södra sidan af ett med svartgrönt hornblende rikligen uppfylldt kalkstenslager, som stryker parallelt med olivinstenstockens längdutsträckning, d. v. s. i ung. N 50° O. På samma sätt begränsas den N härom belägna höjden Outokumpu och dess nordöstra fortsättning på södra sidan af serpentin- och talkrik skiffer, som på sluttningen emot Sänkivaara efterföljas af ett kalkstenslager, rikt på malakolit och hornblende. Sänkivaara och Outokumpu skulle sålunda hvardera utgöra delar af tvänne sig emellan parallela stockar, som gå mellan kvartsitskikten.

SW om detta kvartsitområde, d. v. s. O och S om Kuusjärvi sjö, anträffas tre isolerade massiv af olivinsten, där bergarten har samma utseende som i det nu skildrade, och hvilka äro utsträckta i samma riktning. På grund af läget har man skäl att antaga, att de höra ihop med Outokumpu och Sänkivaara stockarna, men de skilja sig i sådant fall från dessa däri, att de icke ligga uti kvartsit utan i glimmerskiffer.

På samma sätt uppträda de talrika olivinstens- och serpentinmassiven uti Polvijärvi socken, NO från dessa områden. De ligga antingen i direkt beröring med en glasig kvartsit eller ock uti glimmerskiffer. Detsamma är slutligen äfven förhållandet med olivinstensförekomsterna i Kaavi socken och i Jormasjärvi by i Sotkamo, af hvilka de senare bilda flere sig emellan parallela stockar, som ligga i glimmerskiffer och i närheten af eller i direkt beröring med i denna inlagrade kvartsitlager.

---

[1]) *L. H. Borgström:* Mineralogiska notiser. Geol. För. Förh. Bd. 23. Stockholm 1901. S. 560—563.

Af allt detta framgår det således, *att olivinstenarna sannolikt äro eruptiva gångbildningar, som genomdragit glimmerskifferarna och de i dessa liggande glasiga kvartsiterna.*

Svårare är att klargöra dessa bergarters geologiska ställning till de amfiboliter, som likaledes förekomma såsom lagerartade massor uti glimmerskiffrarna. I allmänhet råder det en mycket skarp kontrast mellan olivinstenarna och amfiboliterna i de trakter, där de båda bergarterna samtidigt uppträda, och man tvekar i de flesta fall icke, att betrakta dem såsom från hvarandra skilda bergarter. Men det finnes fall, där förhållandena icke äro så klara. Sålunda finner man på flere ställen inom de omnämda olivinstensområdena i Kaavi socken, såväl i midten som vid sidorna af dem skiffriga modifikationer af olivinstenen, som till det yttre ofantligt likna skiffriga amfiboliter, och hvilka till stor del sammansättas af klorit och strålstensartadt hornblende. Likaså öfvergå serpentinfelserna i Nunnanlaks by i Juuka socken, hvilka längre fram komma att ytterligare beröras, vid gränserna i klorit- och talkrika skiffrar, som å sin sida synas hänga ihop med de omgifvande, dels skiffriga, dels massformiga amfiboliterna. Ehuru förhållandena sålunda i enskilda fall synas tala för, att olivinsten och serpentin vore sammanhöriga med vissa amfiboliter, så förefaller det dock föga sannolikt, att denna samhörighet, då det gäller de finska förekomsterna, vore en geologisk sådan. Granskar man nämligen närmare de amfiboliter, olivinstenar och serpentiner, som ligga i direkt beröring med hvarandra, finner man en väsentlig skillnad mellan dem. Amfiboliterna äro nämligen öfverallt, och särskildt i Juuka socken, där den största intimiteten mellan amfibolit och serpentin synes råda, synnerligen rikligt genomdragna af kvartsådror, som stundom äro så talrika, att de liksom bilda ett nätverk i den mörka bergarten. Äfven de här uppträdande glimmerskiffrarna äro på samma sätt uppfyllda af kvartsstrimmor. Detta är däremot *aldrig* fallet med serpentinfelserna, som fullständigt sakna alla främmande inträngningar. Och dock skulle man vänta att, ifall amfiboliterna vore geologiskt samhöriga med olivinstenarna eller serpentinerna, dylika kvartsådror äf-

ven skulle finnas i de senare. Man kan sålunda icke gärna komma till annat resultat, än att olivinstenarna och serpentinerna äro geologiskt skilda från de i de äldsta skiffrarna förekommande amfiboliterna, och att de icke äro ombildningsprodukter af dem.

Öfvergångarna mellan amfibolit och serpentin vore således endast skenbara. I många fall bero dessa väl på en petrografisk likhet mellan amfiboliterna och vissa förskiffrade delar af serpentinen, i andra fall kunde de måhända förklaras genom antagandet, att serpentinerna under bergskedjeveckningar blifvit så starkt inprässade i amfiboliterna, som de då sannolikt genomträngt, att de liksom sammanvuxit med hvarandra.

*Olivinstenarnas ställning till yngre graniter.*

Återstår att afgöra, hvilken ställning olivinstenarna intaga till de graniter, som i så riklig mängd genomträngt skiffrarna. Vi hafva sett, att en stor del af olivinstenarna förekomma i de skifferterränger, där granitintrusioner saknas eller äro sällsynta, men att å andra sidan äfven en mängd förekomster ligga uti typiska ådergneisterränger. Det oaktadt letar man i de flesta fall förgäfves efter genomträngningar af granit uti olivinstenarna. Af alla de talrika olivinstensfyndigheterna finnes det endast en enda, där förhållandena i den vägen äro klara. Vid norra stranden af Petronjärvi sjö i närheten af Ruunalehto gästgifveri i Heinävesi socken anträffas några mindre berg af synnerligen typisk olivinsten. Direkt kontakt mot omgifvande berggrund ses ej, men alldeles i närheten förekommer en gneisartad glimmerskiffer, som är rikligt genomdragen af medelkornig, rödgrå granit. En alldeles likadan granit förekommer då såsom en raklinigt framstrykande, flere meter bred gång *uti* olivinstenen. Graniten innehåller nära gränsen mörkfärgade, aflångt utdragna klumpar af amfibolit samt äger en struktur, som är fullständigt lik den hos den yngre graniten i denna trakt. I detta enskilda fall hafva vi således ett bevis för att olivinstenen är *äldre* än en granit, men detta är också det enda. Såsom vi tidigare sett, rådde samma egendomliga förhållande mellan de glasiga kvartsiterna och de yngre graniterna, i det att granitgenomträngningar i kvartsiterna äro påfallande

sällsynta, oaktadt kvartsiten ofta ligger uti typiska ådergneisterränger.

Möjligen kunde detta sakförhållande till en del förklaras genom dessa bergarters fysikaliska natur, i ty att såväl kvartsiter som olivinstenar representera bergartsmassor af så fast konsistens, att en eruptiv bergart sannolikt endast under gynsamma omständigheter kunnat genomtränga dem. Att detta vore enda orsaken härtill, förefaller dock föga antagligt. Man kunde därför möjligen tänka sig, att äfven dessa eruptiv bildat lagerformiga massor uti en nivå i skifferformationerna, dit granitintrusionerna icke sträckt sig, m. a. o. att de frambrutit uti den ladogiska skifferkomplexens öfre delar.

I det följande skola vi se, om några sannolika skäl för ett dylikt antagande kunna hopbringas.

*Olivinstenens, asbestfelsens och serpentinens inbördes ställning.*

Att de tre bergartstyperna, asbestfels, olivinsten och serpentin, som uppträda under analoga geologiska förhållanden, endast äro utbildningsformer af samma bergart, framgår äfven af deras kemiska sammansättning. Följande af H. L. Borgström utförda analyser åskådliggöra detta.

| | I | II | III |
|---|---|---|---|
| | Asbestfels från Varislaks i Kuusjärvi. | Olivinsten från Outokumpu i Kuusjärvi. | Serpentin från Solansaari i Polvijärvi. |
| $SiO_2$ | 53.10 | 39.66 | 39.71 |
| $Al_2O_3$ | 3.83 | 0.38 | 3.75 |
| $Fe_2O_3$ | | 6.61 | 2.31 |
| FeO | 2.98 | 1.88 | 5.22 |
| CaO | Spår | — | 0.61 |
| MgO | 32.82 | 37.68 | 35.68 |
| Glödgn. förl. | 7.24 | 14.26 | 11.33 |
| S:a | 99.97 | 100.47 | 98.61 |

Största skillnad i sammansättning råder härvid mellan asbestfelsen å ena sidan och olivinstenen och serpentinen å andra. De två sistnämda äga, såsom man finner, en så likartad sammansättning, att man icke på grund af denna ensam skulle kunna

åtskilja dem ifrån hvarandra [1]). Man frågar då, hvilken af dessa bergartstyper står den egentliga moderbergarten närmast. Det synes nämligen vara klart, att alla de nämda bergartsformerna äro mer eller mindre fullständiga ombildningsprodukter. I asbestfelsen är, såsom vi tidigare sett, strålstenen högst sannolikt ett sekundärt mineral; i olivinstenen ingå stora mängder af serpentin och andra ombildningsprodukter, och i serpentinerna se vi slutligen knappt spår af några primära beståndsdelar. Det enda mineral i dessa bergarter, som sannolikt icke uppstått genom ombildning, är olivin. Spår af denna finna vi i alla tre bergartstyperna. I största mängd finnes den uti olivinstenarna. Teoretiskt sedt vore man därför benägen att antaga, att de olivinrikaste formerna stode den ursprungliga bergarten närmast. Likaså har man skäl att antaga, att jämte olivinen uti bergarten ingått rombisk pyroxen eller hornblende. Men ifall sålunda olivinstenen vore en ursprungligare form än de öfriga typerna, skulle den ursprungliga bergarten således hafva förändrats till tvänne differenta former.

En granskning af analysen af asbestfelsen visar, att denna har en sammansättning, som bra nog fullständigt sammanfaller med en sådan hos en talkskiffer. I själfva värket synes det asbestartade mineralet i kemiskt hänseende vara i det närmaste ren talk, hvilket framgår af följande af ing. Lumme å Polytekniska Institutet i Helsingfors utförda analys af »asbest» från Leivonmäki i Tuusniemi.

---

[1]) Detta beror dock möjligen till en del därpå, att den analyserade olivinstenen i detta fall är starkt serpentiniserad, hvilket äfven den mikroskopiska undersökningen ådagalägger.

| | Asbest. Tuusniemi. | Ren talk enligt Zirkel [1]). |
|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . | 62.02 | 63.52 |
| $Al_2O_3$ . . . . . | 2.08 | — |
| Feo . . . . . | 3.64 | — |
| CaO . . . . . | 0.71 | — |
| MgO . . . . . | 27.20 | 31.72 [2]) |
| Glödgn. förl. . . | 5.04 | 4.76 |
| | S:a 100.69 | 100.00 |

Af detta framgår således, att den olivinrika bergarten å ena sidan förändrats till en talkrik, å andra sidan till en serpentinrik produkt. Detta kan äfven bevisas direkt af förhållandena ute i naturen. Sålunda öfvergår den serpentinrika olivinstenen i Outokumpu (se kartan fig. 3) på södra sidan mot gränsen af den tillstötande kvartsiten uti en i det närmaste ren talkskiffer af följande sammansättning:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . | 57.77 % [3]) |
| $Al_2O_3$ . . . . | 1.27 » |
| FeO . . . . . | 4.88 » |
| MgO . . . . | 30.24 » |
| Glödgn. förl. . . | 5.91 » |
| | S:a 100.07 |

På samma sätt finner man på flere ställen uti olivinstensmassiven i Kaavi starkt skiffriga och talkrika modifikationer, som te sig såsom gränsbildningar. Öfverhufvud kan man säga, att ju mindre dimensioner dessa bergartsförekomster hafva och i *ju mera dislocerade terränger de ligga, desto fullständigare äro de förändrade till talk- eller asbestrika substanser.* Tydligt framgår detta bland annat uti det ofta framhållna området i Kuusjärvi (kartan fig. 3). Där massiven eller stockarna äro större, har bergarten olivinstenstyp, men där den uppträder i små linsformiga

---

[1]) *F. Zirkel:* Lehrb. d. Petrographie I. S. 345.

[2]) Häraf kan ofta 5 % vara utbytt mot FeO.

[3]) Analys af H. L. Borgström.

massor, är bergarten förändrad till asbestfels. Likaså äro, såsom vi sett, så godt som alla de små förekomsterna uti den granitgenomdragna skifferterrängen i Tuusniemi och Kuusjärvi asbestfelser.

På grund af allt detta kommer man lätt på tanken, att olivinstenarnas förändring till talkrika bergarter är orsakad af en särskild art af metamorfos. *De talkrika bergarternas uppträdande just i starkt dislocerade terränger samt förekomsten af talkskiffrar vid gränserna af olivinstensmassiven tala nämligen för, att talkbildningen står i sammanhang med regionalmetamorfos, och att sålunda mekaniskt tryck varit en viktig faktor vid ombildningsprocessen.*

Sannolikheten af detta antagande styrkes äfven af förhållandena vid några serpentin- och olivinstensfyndigheter i Sotkamo socken. W om den för sina vida utsikter bekanta Vuokatti bergshöjd förekommer i Jormasjärvi by flere i den omgifvande skifferns strykningsriktning och parallelt med hvarandra strykande stockar af en mestadels starkt serpentiniserad olivinsten, af hvilka en har en längd af närmare 10 km. Bergarten ligger uti en glimmerskiffer, som sannolikt kan paralleliseras med de glimmerskifferartade bergarterna i de olivinstensförande terrängerna söderut.

I synnerhet i en af dessa gångar är olivinstenen synnerligen rik på talkådror, hvilka ställvis svälla ut till öfver 1 ms bredd, hvarjämte de äro af jämförelsevis stor renhet [1]). Talkådrorna äro härvid anhopade i zoner, som löpa än i det närmaste vertikalt emot olivinstenstockens längdriktning, än utmed dess gränser. De senare, som äro talrikare, anträffas ofta vid olivinstenens båda kontakter. Dessa talkådror och zoner synas stå i ett visst sammanhang med förekomsten af rifnings- eller krossningszoner, af hvilka olivinstenen just i närheten af talkådrorna är rikligt genomdragen. Då förskjutningszonerna löpa parallelt med den riktning, uti hvilken hela trakten är hopveckad, och då talkådrorna äro an-

[1]) Talken är faktiskt så ren, att förekomsterna inköpts af ett aktiebolag, hvars afsikt är att bearbeta och försälja materialet.

hopade vid de ställen af olivinstenarna, där man måste tänka sig att trycket värkat starkast, d. v. s. utmed deras gränser, synes det vara högst sannolikt, att själfva talkbildningen här är en produkt, som uppkommit under en sönderrifningsprocess, som träffat olivinstenen.

På detta sätt är däremot serpentinen säkert icke bildad. Vanligen anses ju serpentin vara en produkt af förvittringen och äfven de finska förekomsterna utgöra icke något undantag härifrån. Man kan härvid påvisa en hel serie af öfvergångar från olivinsten till mer eller mindre typiska serpentiner. Ju mera omfattande ombildningen varit, desto fullständigare är olivinen försvunnen och slutligen ses icke mera spår däraf. Men det framgår vidare äfven, att serpentin icke är slutprodukten af den vittringsprocess bergarten blifvit utsatt för. På en mängd ställen, särskildt uti de östligare belägna skifferterrängerna, där serpentinstockar anträffats, visar sig nämligen bergarten genom ett allt rikligare upptagande af karbonatmineral småningom öfvergå till bildningar, som sammansättas af karbonatmineral och talk. Dessa bergarter gå vanligen under den föga karaktäristiska benämningen täljsten.

## Talkmagnesitstenar.

Med täljsten (tyskarnes Topfstein) betecknas i den petrografiska litteraturen vanligen mycket olika saker, i ty att man under denna term fört alla de talk- eller kloritrika bergarter, som äro så mjuka, att de kunna täljas eller snidas. De bergarter, som uppträda i sammanhang med serpentinerna, hafva dock föga gemensamt med de »täljstenar», som vi finna här och hvar i äldre skifferterränger och som i flertalet fall äro ombildningsprodukter af hornblendeskiffrar och amfiboliter.

De äro nämligen bergarter, som på grund af sin sammansättning närmast sluta sig till kalkstenarnas eller dolomiternas grupp. Den mineralogiska sammansättningen är magnesit jämte en underordnad mängd af kalkspat, vidare talk, stundom något serpentin samt korn af magnetisk järnmalm och kromjärnmalm. På grund

häraf äro de mycket mjuka bergarter, som med lätthet kunna bearbetas med knif och såg. Färgen är blågrå eller grönaktigt blå. Betraktad under mikroskopet, visar sig bergarten vara sammansatt af en ytterligt intim blandning af karbonatmineral och fina talkfjäll. De senare iakttagas öfverallt och äro liksom inväfda uti karbonatmineralet, af hvilket man därför sällan ser fullständigt rena exemplar. Redan genom denna intima sammanväxning mellan karbonatmineralet och talken åtskiljes bergarten i strukturelt hänseende ifrån en vanlig kalksten, med hvilken den dock äfven på grund af den mindre hårdheten ($H = 2—3$) icke kan förväxlas. Mängden af de i bergarten ingående hufvudbeståndsdelarna är något olika. Uti en del förekomster är karbonatmineralet, i andra talken öfvervägande; i genomsnittstypen förekomma dock de båda mineralen i ungefär lika mängder.

Den kemiska sammansättningen framgår af följande analyser, som äro utförda på täljstenar från vidt från hvarandra liggande fyndigheter.

| | I | II | III | IV | V | VI |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 34.06 | 32.61 | 30.78 | 27.72 | 27.11 | 25.46 |
| $Al_2O_3$ | 0.60 | 0.02 | 2.55 | 0.61 | 0.69 | 1.40 |
| $Fe_2O_3$ | 4.27 | 6.80 | 9.09 | 4.01 | 4.44 | 5.35 |
| FeO | 5.06 | | | 5.76 | 1.27 | |
| MgO | 32.62 | 36.15 | 29.92 | 32.53 | 29.95 | 31.72 |
| CaO | — | Spår | 2.92 | 0.72 | 8.73 | 8.43 |
| Glödgn. förl. | 23.79 | 23.50 | 23.29 | 27.60 | 26.38 | 27.54 |
| Olöslig del [1] | — | 0.58 | — | 0.42 | 0.34 | — |
| S:a | 100.40 | 99.66 | 98.55 | 99.37 | 98.91 | 99.90 |

[1]) Denna del, som icke upplöses af HFl, synes bestå af kromjärnmalm. För en af analyserna (IV) pulveriserades nämligen ett större stycke samt behandlades med HFl, hvarefter uti den återstående delen $Cr_2O_3$ bestämdes.

I Talkmagnesitsten från Solansaari, Polvijärvi. Analys af H. L. Borgström.
II » » Polvijärvi kyrkby. Analys af S. Stenius.
III » » Nenäsenvaara, Polvijärvi. Analys af U. Makkonen.
IV » » Nunnanlaks, Juuka. Analys af A. Zilliacus.
V » » Polvijärvi kyrkby. Analys af H. L. Borgström.
VI » » » » » af T. Sælan.

Såsom af analyserna framgår, råder en stor öfverensstämmelse i sammansättning hos de skilda fyndigheterna. Största variation råder i afseende af $SiO_2$ %, där en skillnad af ung. 9 % finnes. Detta förklaras genom att mängden af talk varierar i bergarten. Under förutsättning att bergarten sammansättes af talk, magnesit och kalkspat samt malm (hufvudsakligen magnetisk järnmalm) erhållas, då man uträknar den relativa mängden af de skilda beståndsdelarna, följande afrundade tal.

| | I | II | III | IV | V | VI |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Talk . . . . . | 56 % | 52 % | 52 % | 45 % | 43 % | 41 % |
| Magnesit . . . . . | 37 » | 42 » | 42 » | 50 » | 35 » | 40 » |
| Kalkspat . . . . . | — | — | — | — | 16 » | 15 » |
| Malm . . . . . | 7 » | 6 » | 6 » | 5 » | 6 » | 4 » |
| S:a | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

Af dessa tal framgår, att magnesiten och talken förekomma i ungefär lika mängder, och att en sänkning af mängden af det ena mineralet åtföljes af en höjning af det andra. I några arter finnes jämte magnesiumkarbonatet äfven kalciumkarbonat, men detta är sannolikt då bundet vid det förra såsom dolomitspat. Sannolikt är äfven en del af järnoxidulen bunden vid kolsyra, ehuru detta icke framgår af analyserna. Malmkornen förekomma, såsom vi se, i alldeles underordnad mängd. Tager man järnmalmens höga eg. vikt i betraktande, d. v. s. jämför man denna med den hos karbonat- och talkmineralen, så framgår det, i hvilka

små korn malmen måste vara inströdd, för att de anförda procenttalen skola uppnås. Bergarten har således en mycket karakteristisk sammansättning och kunde därför med skäl betecknas med något annat namn än det föga karaktäristiska täljsten, som ju äfven användes för rena talk- och kloritskiffrar utan karbonatmineral. I det följande benämner jag därför denna bergart, till åtskillnad från andra täljstenar, *talkmagnesitsten.*

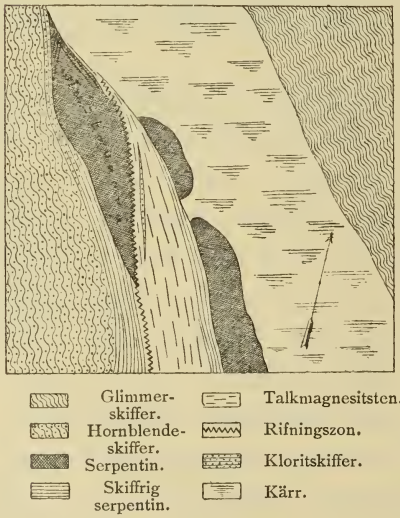
Med hänsyn till det geologiska uppträdandet äro dessa bergarter, såsom redan nämdes, bundna vid serpentinerna. De förekomma nämligen i lagerartade massor, hvilka äro liksom sammanväxta med serpentinen, utan att någon tydlig gräns kan iakttagas. De förnämsta förekomsterna finnas i Nunnanlaks by i Juuka socken, nära västra stranden af Pielisjärvi sjö, där bergarten brytes af »Finska täljstensaktiebolaget», som förädlar materialet till skulptur- och byggnadsten. Emedan i fyndigheterna äro öppnade stora dagbrott, har man här godt tillfälle att närmare studera bergartens förekomstsätt.

Uti en terräng, som till hufvudsaklig del uppbygges af amfiboliter och hornblendegneiser, hvilka uppträda såsom lagerartade massor uti glimmerskiffrar och gneisartade modifikationer af dessa, uppträder serpentinen i linsformigt utdragna områden, hvilka i skiffrarnas strykningsriktning följa efter hvarandra under en sträcka af ung. 7 km. De synas sålunda vara delar af en ursprungligen sammanhängande stock eller lagergång. Parallelt med och på flere ställen alldeles tätt intill serpentinbergen löper ett lager af talkmagnesitstenen, som med vissa afbrott kan följas under en sträcka af c. 4 km. Bergarten är svagt skiffrig samt stryker i samma riktning som de omgifvande skiffrarna, d. v. s. ung. N 40° W, samt lutar liksom dessa 60—70° åt W. Mäktigheten varierar från ett tiotal meter till närmare 100 m. I stora drag synas förhållandena således vara enkla, men då man vill klargöra förhållandet mellan serpentin och täljstenslagret, blifva dessa tämligen komplicerade. Uti de största brotten vid Mustavaara i lagrets sydligare delar ligger nämligen talkmagnesitstenen emellan tvänne serpentinstockar och blir liksom hopsnördt till en smal

spets i sin norra ända, där serpentinbergen ligga mycket nära hvarandra (fig. 4).

På samma sätt i det nordligaste brottet, vid Keränvaara höjd. Äfven här ser det ut, som om täljstenslagret låge *emellan* tvänne serpentinstockar. Att en värklig mellanlagring skulle förefinnas, synes dock vara högst osannolikt, ifall engång serpentinen är en eruptiv bildning. En granskning af förhållandena vid kontakterna gifver äfven anledning till ett annat antagande. Såväl i Mustavaara som i Keränvaara brotten framgår det nämligen tydligt, att talkmagnesitstenen i riktning mot sitt liggande *öfvergår* i en talk- och serpentinrikare modifikation, där skiffrigheten allt tydligare framträder, samtidigt som bergarten till sin sammansättning närmar sig serpentin. Bergarten liknar då närmast en kloritskiffer, men visar sig dock till största delen vara sammansatt af serpentin, som är utbildad i sin antigoritartade modifikation, hvarvid fjällen äro anordnade så, att skiffrighet uppstår. Längre ifrån gränsen, d. v. s. i riktning mot lagrets hängande, blir bergarten allt rikare på talk och karbonatmineral och öfvergår slutligen uti den typiska talkmagnesitstenen. Annat är däremot förhållandet vid den motsatta gränsen, d. v. s. i lagrets hängande. Här är kontakten nämligen ganska skarp. I Mustavaara stöter sålunda det brytvärda lagret tämligen plötsligt emot serpentinen och lutar in under densamma. Gränsen är härvid utmärkt af talrika klorit-

Talkmagnesitstenslagret vid Mustavaara i Nunnanlaks by i Juuka socken.




Skala:
1 : 25,000.

Fig. 4.

skölar, och i bergväggen ses harneskklädda ytor, samtidigt som serpentinen här är starkt sönderknådad och breccieartad.

Ett liknande förhållande iakttages i Keränvaara brott, där gränsen äfven är breccieartad samt utmärkt af en talk- och kloritrik, starkt skiffrig zon. Men här iakttages ytterligare det anmärkningsvärda förhållandet, att på västra sidan af den i täljstenslagrets hängande förekommande serpentinen eller rättare under densamma förekommer ett lager af talkmagnesitsten af samma utseende som på serpentinens östra sida (fig. 5).

På grund af förekomsten af de breccieartade zonerna ledes man då till antagandet, att en sönderslitning af berggrunden här försiggått, hvarvid en del af serpentinstocken förskjutits öfver täljstenslagret. Att en dylik förskjutning här förekommit, därför tala äfven anhopningar af klorit i de delar af täljstenslagret, som

Schematisk profil öfver Keränvaara täljstensbrott i Nunnanlaks by i Juuka socken.

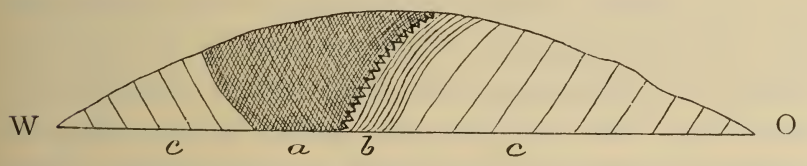



Fig. 5.

*a)* serpentin.
*b)* talk- och kloritrik, starkt skiffrig gränszon.
*c)* talkmagnesitsten.

ligga brecciezonen närmast äfvensom förekomsten af ett smalt linsformigt parti af ren *blyglans*, en produkt, hvars närvaro här väl måste förklaras genom antagandet, att blyhaltiga gaser eller lösningar framkommit under förskjutningsprocessen.

Då man möjligen kunde invända, att de starkt skiffriga delarna, som utmärka den breccieartade gränsen mellan serpentinen och talkmagnesitlagret, kunde betraktas såsom en del af täljstenslagret, som vid kontakten förskiffrats, hafva följande analyser utförts, för att klargöra, om dessa delar kemiskt stå serpentinen eller talkmagnesitstenen närmast. Analys I visar sammansättningen af serpentinen på västra sidan af talkmagnesitlagret i Keränvaara

brott, analys II densamma hos den skiffriga zonen mellan serpentinen och talkmagnesitstenen på samma ställe. Analys III visar sammansättningen hos den brecciеartade gränszonen i Mustavaara brott och analys IV betecknar den typiska talkmagnesitstenen i Mustavaara brott.

| | I [1] | II [2] | III [3] | IV [4] |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 36.64 | 32.79 | 43.51 | 27.72 |
| $Al_2O_3$ | 1.76 | 3.76 | 5.06 | 0.61 |
| $Fe_2O_3$ | 13.79 | 1.98 | 10.42 | 4.01 |
| FeO | | 6.89 | | 5.76 |
| CaO | 6.09 | 2.79 | Spår | 0.72 |
| MgO | 28.64 | 31.53 | 28.18 | 32.53 |
| Glödg. förl. | 14.12 | 18.82 | 10.38 | 27.60 |
| Olöslig i HFl | — | — | 0.62 | 0.42 |
| S:a | 101.04 | 98.56 | 98.17 | 99.37 |

Af analyserna framgår, att den skiffriga zonen på båda ställena i kemiskt hänseende närmast ansluter sig till serpentinen. Bergarten vid Mustavaara synes vidare vara en mindre förändrad serpentin än den vid Keränvaara, hvilken tydligen måste vara tämligen rik på karbonatmineral, då glödgningsförlusten (= $CO_2$ %) är så hög. Detta bekräftas äfven af den mikroskopiska undersökningen, som visar att serpentinen i Keränvaara är uppfylld med karbonatmineral samt därjämte påfallande talkrik.

Dessa förhållanden tala sålunda alla för, att en förskjutning af täljstenslagret värkligen skett, men härmed förklaras dock icke serpentinens och talkmagnesitlagrets genetiska ställning till hvarandra. I själfva värket vore det svårt, att ensamt af förhållandena i denna starkt dislocerade terräng komma till någon klarhet i frågan. Lyckligtvis finna vi dock jämförelsepunkter på andra ställen, särskildt i Polvijärvi socken. Bland dessa är då en före-

[1] Analys af E. Kahelin.
[2] » » E. Pyhälä.
[3] » » A. Zilliacus.
[4] » » »

komst på den lilla holmen Solansaari vid nordöstra stranden af Viinijärvi sjö upplysande. Serpentinen uppträder här i typisk utbildningsform såsom en låg, väl afrundad kulle, som sticker fram ur den omgifvande glimmerskifferterrängen. Till sin hufvuddel är den massformig och visar sig under mikroskopet vara sammansatt af idel små antigorittjäll, medan man knappt finner spår af den ursprungliga olivinstrukturen. På kullens västra sida förändrar sig bergarten så, att den blir skiffrig, samtidigt som den innehåller talrika korn af ett på ytan brunvittrande karbonatmineral. Dessa tilltaga småningom i mängd, medan samtidigt äfven talk ingår allt ymnigare i bergarten. Härigenom får denna en täljstensartad karaktär, hvilken småningom allt tydligare framträder, tills slutligen på bergets västra sluttning en fullständigt typisk talkmagnesitsten anstår.. *Man kan sålunda här steg för steg följa en öfvergång från serpentin till talkmagnesitsten.*

Äfven den mikroskopiska undersökningen bevisar detta. I preparat, som tagits i serie från den typiska serpentinen mot täljstenen, ser man en jämn stegring af karbonatmineralen och talken, ju närmare till den sistnämda bergarten dessa äro tagna. Men äfven den kemiska karaktären hos dessa delar talar för detsamma. Följande af H. L. Borgström utförda analyser åskådliggöra detta.

| | I | II | III |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . | 39.71 | 40.91 | 34.06 |
| $Al_2O_3$ . . . . | 3.75 | — | 0.60 |
| $Fe_2O_3$ . . . . | 2.31 | 2.77 | 4.27 |
| FeO . . . . . | 5.22 | 5.43 | 5.06 |
| MgO . . . . . | 35.68 | 35.92 | 32.62 |
| CaO . . . . . | 0.61 | 0.18 | — |
| Glödgn. förl. . . | 11.33 | 14.59 | 23.79 |
| | 98.61 | 99.80 | 100.40 |

Analys I betecknar sammansättningen hos den massformiga serpentinen, analys II den hos den skiffriga delen af densamma, där enstaka karbonatkristaller redan iakttagas, och analys

III den hos talkmagnesitstenen. Såsom vi se, finnes icke synnerligen stor skillnad i sammansättning mellan de olika delarna hos serpentinen, ehuru karbonathalten dock förmärkes i den högre glödgningsförlusten ($CO_2$ %) i analys II. Så mycket större är däremot skillnaden mellan den sistnämda och analys III, där kolsyrehalten redan är så hög att, såsom man af talen kan uträkna, i bergarten ingår 37 % $MgCO_3$ emot 56 % talk och 7 % malmmineral.

Alldeles likartade *öfvergångar* från serpentin till talkmagnesitsten finner man äfven på andra ställen i denna trakt. Sålunda är en serpentin i Nenäsenvaara by i Polvijärvi socken förändrad till en karbonatrik sten, hvars sammansättning framgår af analys III, s. 53, och c. 7 km W om Polvijärvi kyrkby öfvergår serpentinen likaså småningom i en talkmagnesitsten med den höga karbonathalt, som analys VI, s. 53 utvisar. På flertalet af dessa ställen är dock serpentinen i sin mest oförändrade form karbonatrikare än uti förekomsten på Solansaari, och man kan således säga, att ombildningen här sträckt sig längre in mot serpentinen. I flere fall åter synes förändringen af serpentin icke hafva resulterat i samma rena karbonatrika bergart, som representeras af de lagerartadt uppbygda talkmagnesitstenarna, utan hafva inskränkt sig till en förändring af serpentinen, som endast består i anrikning af karbonatmineral. Sålunda äro serpentinstockarna i Sotkamo, hvilka tidigare i sammanhang med talkbildningen blifvit omnämda (s. 51), delvis förändrade till en karbonat- och talkrik massa, hvilken dock ännu bibehållit serpentinens massformiga karaktär och struktur.

Af allt detta framgår således att talkmagnesitstenarna måste betraktas såsom *ombildningsprodukter af serpentinerna.* På hvilken väg denna ombildning skett synes äfven vara tydligt. Närvaron af kolsyrade salter visar nämligen bestämdt, att dessa förändringar äro att anse såsom resultat af en invärkan af kolsyrehaltiga lösningar på serpentinen, m. a. o. *dessa talkmagnesitstenar vore att betrakta såsom slutprodukten af en omfattande förvittring af berggrunden, hvilken då den träffat de ursprung-*

*ligare olivin- och pyroxenrika bergarterna (olivinstenarna), förändrat dem först till serpentiner och dessa i sin tur till karbonatrika talkbergarter.* Huruvida de mest typiska talkmagnesitstenarna, hvilka vanligen förete en viss skiffrighet och äga ett lagerartadt uppträdande, slutligen blifvit omlagrade och sålunda på sätt och vis kunde åtskiljas från serpentinerna genom diskordans, är svårt att afgöra. Det lagerartade uppträdandet och den i allmänhet homogena sammansättningen hos samma lager talar för ett sådant antagande, medan å andra sidan de iakttagna petrografiska öfvergångarna från täljstenen till talk- och karbonatrika skifferbergarter, hvilka åter sammanhänga med serpentin, tala för en äfven geologisk öfvergång mellan dem. Det sistnämda antagandet styrkes särskildt af förhållandena i Nunnanlaks, där på vissa ställen ett tunnare täljstenslager småningom öfvergår uti en rätt mäktig serie af karbonatrika talkskiffrar, som åter synas ligga öfver en tämligen väl bevarad serpentinkärna.

Dylika öfvergångar från serpentin till en karbonatrik produkt äro f. ö. icke utan analogier från andra områden. Synnerligen upplysande i den vägen äro några förekomster i Piemont. Piolti[1]) beskrifver sålunda en sådan vid Caselette i Val di Susa, där en serpentinbergart med en ursprungligen lherzolitartad sammansättning är så rikligt genomdragen af ådror och linser af ren magnesit, att det hela ter sig såsom en serpentinmagnesitbreccia. En alldeles liknande fyndighet har jag själf besökt i trakten genast O om den lilla orten Baldissero i Piemont. Äfven här är den förändrade bergarten en lherzolit, som i riktning mot ytan småningom öfvergår i en serpentinrik bergart, hvilken i sina öfversta delar är så starkt söndervittrad till en magnesitrik produkt, att hela berget i dessa delar består af en hvit jordartad massa, därifrån den användbara magnesiten uthackas med hackor och spadar. Man kan här tydligt se, hurusom dekompositionen af bergarten begynt från bergets ytligaste delar. Längre mot djupet ser

---

[1]) *Guiseppe Piolti:* Sull' origine della magnesite di Caselette (Val di Susa). Acad. Reale delle scienze di Torino. ser. II. Tom. 47. 1897.

man nämligen talrika ådror af magnesiten, som likt maskorna i ett nätverk slingra sig fram i den friska bergarten. Ännu längre ned aftaga magnesitådrorna i mängd och upphöra slutligen fullständigt. Man behöfver blott föreställa sig att denna bergart, där förvittringsgruset ligger in situ och fullständigt orubbadt, med hela sitt omhölje hade varit med om regionalmetamorfos, och man skulle hafva en bra nog likartad bildning för sig, som vi finna uti de finska talkmagnesitlagren och deras serpentinrika sidostenar. Denna förekomst är ytterligare intressant därför, att den visar huru hastigt en serpentinartad bergart faktiskt kan dekomponeras. Fyndigheten ligger nämligen N om och innanför de bekanta ändmoränerna vid Ivrea. Magnesitgruset måste sålunda hafva uppstått efter dessas aflagring, ty det är otänkbart, att en framskridande glacier hade lämnat detsamma orördt.

Alldeles liknande magnesitådror i serpentin finner man i det för sin krommalm bekanta serpentinmassivet vid Kraubath i Steiermark. Äfven här äro magnesitådrorna ställvis så talrika, att det hela ter sig såsom en magnesitbreccia med små fragment af en starkt förändrad serpentin.

Vända vi oss med våra betraktelser åter till den finska berggrunden, så äga således de ostfinska serpentin- och talkmagnesitbergarterna sitt hufvudsakliga intresse däri, att de utgöra bevis för att den berggrund, i hvilken de ligga, varit utsatt för en storartad förvittring under en tid, då skifferskiktena sannolikt ännu icke erhållit sitt nuvarande läge. Man kan nämligen icke antaga, att dessa förvittringsrester vore uppkomna uti de redan inveckade gångarna. Främst talar härför den omständigheten, att talkmagnesitstenlagren oftast anträffas utmed endast den ena kontakten af serpentinstockarna samt att de vanligen äro tydligt förskiffrade och visa konformitet i lutning och strykning med de omgifvande skiffrarna.

Men ifall vi sålunda i dessa förekomster hafva bevis för en vidlyftig förvittring inom dessa delar af skifferområdena, framgår häraf samtidigt, att de delar af skifferserien, som föra dessa bergarter, måste representera de ursprungligen ytligast belägna

delarna af skifferkomplexen. Antagandet, att de kvartsiter, som ofta åtfölja olivinstenarna och hvilka äro jämförelsevis fria från granitgenomträngningar, skulle representera en högre nivå inom skiffrarna, vinner således äfven genom dessa iakttagelser i sannolikhet.

Enligt detta betraktelsesätt skulle sålunda de delar af den ostfinska skifferterrängen, som ligga närmast de stora granitområdena i mellersta Finland, vara de understa, de åter, som skjuta upp emot granitgneisterrängerna längst i öster, vara de öfversta delarna af en sammanhängande komplex af skiffrar. Då alla dessa, betraktade i stort, visa samma lutning, d. v. s. en sådan åt W, måste vidare hela skifferserien vara öfverändakastad, så att dess ursprungliga liggande blifvit dess nuvarande hängande och tvärtom. *Hela skifferkomplexen skulle sålunda representera en öfverändakastad, mäktig formation, som tidigare sträckt sig öfver största delen af det finska urberget.* De östligast liggande delarna af skifferterrängen vore således på sätt och vis de bäst bevarade, och de kunde därför betraktas såsom de öfversta delarna af ett sedimenttäcke, som betäckt en väldig granitlakkolit. Detta skulle då vara orsaken till, att vi icke här finna granitintrusioner, samt att de här förekommande, ursprungligen olivinförande bergarterna äro starkt serpentiniserade, medan samma bergarter i de delar af skifferområdet, som antingen kommit i direkt beröring med eller ock legat nära intill centrala Finlands granitlakkolit, blifvit förändrade till alldeles andra produkter. *De tre typerna, asbestfels, olivinsten och serpentin vore sålunda, så att säga, uttryck för de nivåer i skifferserien dessa bergarter tillhöra.* Uti de granitgenomväfda delarna af skiffertäcket blef bergarten utbildad eller förändrad till asbestfels, i de något högre delarna, dit endast smala apofyser från graniten sträckte sig, blef bergarten bäst bibehållen, d. v. s. olivinstensartad, medan den slutligen i de öfversta delarna af skifferkomplexen utsattes för den mest omfattande förvittring, som åter gaf upphof till rena förvittringsprodukter (täljstenar).

## Yngre skifferformationer.

Oaktadt, såsom vi i det föregående sett, hufvudmassan af de skiffriga bergarter, som uppbygga berggrunden i östra Finland, äro att räkna till äldre, arkäiska bergarter, så kan man dock ej, då man utgår från förhållandena ute i fältet, undgå antagandet, att i sammanhang med dessa urgamla bergartskomplexer förekomma bildningar, som äro betydligt yngre. Dessa, som äfven utgöras af fylliter, glimmerskifferartade fylliter, kvartsiter och dolomiter eller dolomitiska kalkstenar, äro i större mängder samlade vid ostgränsen af de skildrade ladogiska skiffrarna och bilda en skifferzon, som från Jänisjärvis norra strand i NNW-lig riktning sträcker sig till västra sidan af Pielisjärvi sjö, hvarefter den efter ett större afbrott ånyo uppträder i O och N om Uleå träsk. Dessa bergarter kunna dock ytterligare sönderdelas i tvänne formationer, som åtskiljas från hvarandra genom en tydlig diskordans. Skälen härför skola i det följande framläggas.

### *Kaleviska skiffrar.*

Såsom *kaleviska skiffrar* sammanfattar jag en grupp af bergarter, hvilka genom tydlig diskordans skilja sig från de i det föregående skildrade skiffrarna och som ingenstädes äro genomträngda af yngre graniter. Namnet kalevisk hafva Ramsay [1]) och jag gemensamt uppställt, sedan den förre senaste sommar uti skifferområdet i Olonets lyckats uppställa flere grupper af kvartsiter, af hvilka de äldsta synas kunna identifieras med de äldsta icke granitgenomdragna kvartsiterna på finska sidan. Benämningen hafva vi härledt ifrån det finska Kalevala, då den trakt, där dessa skifferformationer uppträda, nära sammanfaller med den, där Kalevalasångerna samlats.

Den formationsgrupp, som här åsyftas, uppbygges af glimmerskiffrar, fylliter och kvartsitskiffrar, hvarjämte inlagringar af dolomiter förekomma i de förstnämda. Amfibolitiserade basiska

[1]) *W. Ramsay*: Geol. För. Förh. Bd. 24. S. 32. Stockholm 1902.

bergarter förekomma såsom lagergångar isynnerhet uti kvartsit-skiffrarna.

De *glimmerskiffrar*, som förts till denna grupp, förete i stora drag mycken likhet med de östligast belägna skiffrarna inom den ladogiska skifferkomplexen. De bilda ett sammanhängande större område, som från trakten O om Tohmajärvi eller sannolikt ännu sydligare, från trakten S om Soanlaks kyrka, sträcker sig norrut mot Pielis älf och därifrån vidare till Nunnanlaks vik på östra sidan af Pielisjärvi sjö. Östra gränsen af detta område är synnerligen skarp och utmärkes af en zon af tydligt klastiska kvartsiter, som äro skilda från skiffrarna genom tydlig diskordans. Den västra gränsen, där de kaleviska skiffrarna stöta emot de ladogiska glimmerskiffrarna, är däremot mycket otydlig och kan endast skizzeras ut på en karta. *Glimmerskiffer.*

Skiffrarnas strykning är SSO—NNW. Lutningen är västlig. Ett undantag härifrån göra skiffrarna i trakten närmast S om Sotkamo vattendrag, hvilka luta åt O. I allmänhet äro skikten starkt uppresta (50°—60°), men i några områden W om Pielisjärvi sjö finner man en lutning, som med endast 10°—20° afviker från horisontalplanet.

Hufvudmassan af skiffrarna uti denna komplex utgöres dock af *fylliter*, som ofta närma sig eller öfvergå uti tämligen typiska glimmerskiffrar. Till sin petrografiska karaktär öfverensstämma de med fylliterna från andra områden. De äro mestadels finkorniga, rätskiffriga bergarter med sidenglänsande skiktfogar och tydligt kristallin struktur. Ofta äro de starkt sönderrostade, hvilket orsakas däraf, att de i regeln äro rikligt impregnerade med små korn af magnetkis och svafvelkis. En lagerväxling, bestående däri, att mörkare färgade, glimmerrika skikt omväxla med gråa, kvartsrika lager, iakttages rätt ofta. Kolhaltig substans är ganska vanlig, stundom t. o. m. så riklig, att bergarten är affärgande. I petrografiskt hänseende skilja sig sålunda dessa skiffrar i stora drag från de tidigare skildrade ladogiska skiffrarna genom större finkornighet och tydligare framträdande lagerartad struktur. Dock kan man säga, att den kristallina karaktären ännu *Fyllit.*

hos dessa bergarter är så framträdande, att man icke skulle kunna åtskilja dem ifrån de ladogiska fylliterna, ifall de anträffades inom sådana terränger af de senare, där granitintrusioner saknas. Ett dylikt åtskiljande skulle ytterligare försvåras däraf, att äfven de kaleviska skiffrarna äro mycket starkt veckade. Detta framgår bl. a. däraf, att t. o. m. då de äga det mest typiska fyllitutseende, det icke är möjligt, att ur dem utbryta större plattor, till följd hvaraf de icke kunna bearbetas såsom takskiffrar, hvilket man dock vore benägen att antaga, på grund af deras utseende i mindre stycken. En produkt af veckningen är sannolikt äfven det rikliga uppträdandet af ådror och linser af kvarts uti skiffrarna. Dessa äro ofta i synnerhet i de nordligare trakterna så talrika, att bergarten är liksom insnärjd i ett nät af dylika. Mestadels är linserna korta och smala och gå parallelt med skifferskikten. Tafl. I afbildar en dylik häll invid Pörövaara gård i Kontiolaks.

*Kvartsit-skiffer.*

En annan äfven rätt mäktig led i skifferkomplexen består af *kvartsiter*. Dessa äro än gråa, än rent hvita och utmärkas af en mycket tydlig skiffrig struktur samt en städse framträdande muskovithalt. Glimmern ligger alltid anhopad i större mängd i skiktytorna och betingar sålunda i hög grad bergartens skiffrighet. Strukturen är i regeln utprägladt kristallin och bergarten skiljer sig därför i petrografiskt hänseende ofta icke synnerligen skarpt ifrån de kvartsiter, som förekomma såsom inlagringar i de ladogiska skiffrarna.

*Hornblende-skiffer.*

Oaktadt sålunda flertalet af dessa bergarter icke har några särskildt karaktäristiska petrografiska egenskaper, så finnas dock äfven typer inom denna komplex, som äro så karaktäristiska, att man i regeln skall kunna åtskilja dem ifrån den äldre formationens skiffrar. Dessa utgöras af finkorniga eller nästan täta, ofta starkt kolrika, svartgröna *hornblendeskiffrar*, hvilka vanligen äga antydan till klastisk struktur. Under mikroskopet visa de sig jämte ett rikligt kringströdt pigment af kolhaltig substans innehålla talrika korn af ett ovanligt ljustfärgadt hornblende, hvilket ofta är utbildadt i tydliga små kristaller, där prismaytorna jämte de två pinakoiderna äro dominerande. Magnetkis saknas sällan,



Häll af kalevisk fyllit, genomdragen af kvartsådror. Pörövaara gård i Kontiolaks socken.

och bergarten är därför i regeln starkt sönderrostad. Rostbildningen har härvid företrädesvis skett utmed skiffrarnas skiktfogar, och bergarten mellan dessa är därför alldeles frisk.

Men äfven med förekomsten af denna väl karaktäriserbara petrografiska typ skulle ett särskiljande af dessa skiffrar till en skild formationsgrupp icke vara möjligt, om icke andra mera talande bevis skulle anträffas. Dessa bestå i förekomster af bergarter, som visa sig vara rena bottenbildningar.

## De kaleviska skiffrarnas bottenbildningar.

I norra Karelen, W om Pielisjärvi sjö, där de kaleviska skiffrarna äga största utbredning, finnas tvänne granitområden, hvilka rundtomkring omgifvas af fylliter. Redan den afrundade begränsningen af dessa talar för, att de granitiska massiven intaga en annan ställning till skiffrarna än i trakterna västerut, där yngre graniter genomträngt skiffrarna. Till sin petrografiska karaktär likna de graniter, som här uppträda, mest de bergarter, som finnas O om Pielisjärvi sjö, och hvilka delvis innehålla tydliga fragment af gneisiga skiffrar. Till en del hafva de dock äfven stora likheter med de yngre graniter, som i trakterna västerut genomsätta skiffrarna. Hufvudmassan i dessa områden utgöres nämligen af en grå eller rödfärgad, än medelkornig, än tydligt porfyriskt utbildad granit, hvilken senare såväl makro- som mikroskopiskt liknar porfyrgraniterna från mellersta Finlands granitområden. I det östligare belägna området, i Kontiolaks socken mellan Höytiäinen och Pielisjärvi sjöar, har bergarten dock ett något afvikande utseende. Till sin hufvudmassa är den här porfyrisk, i det att talrika röda ortoklaser ligga sida vid sida af hvarandra. Strukturen är utprägladt massformig, men visar tydliga tecken på stark deformation, hvilket bl. a. framgår däraf, att de enskilda strökornen äro sönderknäckta och delarna förskjutna emot hvarandra. Öfverhufvud äger bergarten ett utseende, som icke obetydligt påminner om det hos den af Sederholm [1])

[1]) Bull. de la Comm. géol. de Finlande. N:o 6.

skildrade äldre graniten i sydvästra Finland, ehuru den å andra sidan äfven öfverensstämmer med porfyriska varieteter inom det stora granitgneisområdet O om de karelska skifferterrängerna.

Inom hvartdera af dessa områden, men i synnerhet inom det västligare, anträffas talrika gångar af en medelkornig yngre granit, som mycket liknar de granitiska gångarna uti de västerut belägna trakterna.

Huruvida nu bergarten inom dessa områden är att räkna till granitgneisen, som bildar bottnen för alla skifferformationer, eller om den är yngre än vissa skiffrar, detta framgår icke fullt säkert af förhållandena ute i naturen. Dock tyda flere omständigheter på, att det senare antagandet är riktigare. Uti området W om Höytiäinen, d. v. s. det kring Vaivio by, iakttagas nämligen på flere ställen hornblendegneisartade bergarter, som bilda lagerartade partier uti graniten, hvilken tydligt genomträngt dem, i det att de än äro tvärt afskurna, än sönderflikade af granit. På grund af sitt utseende kunna dessa bergarter icke åtskiljas från de hornblendegneiser, som äro så talrika uti de äldre skiffrarna. Att de värkligen skulle härstamma från dessa, därför talar äfven förekomsten af ett större fragmentliknande parti af glimmerskifferartad gneis uti graniten ett par km W om Vaivio by.

Äfven i området O om Höytiäinen sjö finnes ett ställe, där förhållandena synas tala för, att graniten vore yngre än vissa skiffrar. Ungefär 1 km W om Latvajärvi och alldeles nära gränsen till de kaleviska skiffrarna ligga nämligen några hällar, som till hufvudsaklig del uppbyggas af en röd granit, hvilken bildar ådergneis med en glimmerskifferartad gneis. Att den sistnämda icke kan tillhöra de fyllitiska skiffrar, som stöta till detta granitområde och som här åtföljas af en serie af synnerligen tydliga konglomerat, framgår bäst däraf, att dessa ingenstädes i denna trakt, ehuru de äro utbredda öfver vida områden, äro genomträngda af granit. Man tvingas sålunda till antagandet, att denna ådergneis är uppkommen genom intrusion från det närliggande

granitmassivet i en skiffer, som är *äldre* än de här uppträdande fylliterna.

Är detta fallet, så måste dock denna äldre skifferformation till största delen hafva blifvit härifrån borteroderad på samma sätt som detta måste hafva skett vid de östligare belägna granitterrängerna, där fragment af gneis ännu skönjas, ty de kaleviska skiffrarna ligga här såsom vi skola se direkt öfver graniten.

*Heinävaara konglomeratet.*

I området W om Höytiäinen sjö finna vi sålunda på såväl östra som västra sidan af detsamma direkta öfverlagringar af skiffern öfver graniten. Vid den östra gränsen nära Vaivio by, där graniten är upptornad till jämförelsevis höga berg, i trakten benämda Heinävaara, har bergarten ett starkt gneisartadt utseende samt är rikligt uppfylld af glimmerrika, gneisliknande flagor, hvilka för det mesta äro anordnade i den NW—SOliga strykningsriktningen. Linsformigt utdragna partier och stockformiga massor af en amfibolit äro äfven talrika, och gångar af pegmatitgranit genomsätta dessa bergarter här och hvar. Ju mera man närmar sig skiffergränsen, desto tydligare blir granitens strimmighet, hvarjämte strukturen äfven i annat afseende förändrar sig. De enskilda beståndsdelarna, i synnerhet fältspaten, hafva nämligen sönderbräckta former och framstå med stor tydlighet ur bergets yta, d. v. s. strukturen har en breccieartad karaktär. Denna struktur tilltager i tydlighet mot skiffergränsen, och i den sista höga kammen, som gränsar emot skiffern, är bergarten slutligen en fullständigt tydlig breccia, sammansatt af sönderrifna granitfragment.

Efter denna zon, som går parallelt med skifferns gränslinie, följer slutligen ett *konglomeratlager* med fragment af den underliggande graniten samt amfibolit och glimmerskiffer. Dessa äro anordnade i flere lager, så att närmast rifningsbreccian ligga mycket stora, ställvis $^1/_2$ m långa block af gneisgraniten jämte aflångt utdragna amfibolit- och skifferfragment, hvilka alla äro tätt sammanhopade utan rikligare mellanmassa. Längre mot skiffergränsen aftaga blocken i storlek, och slutligen tillstöter ett lager med små, 1—2 cm långa, fragment. Detta

lager efterföljes af ett annat, där fragmenten äro större, men dessa aftaga åter i storlek, samtidigt som bergarten blir kvartsrikare. Slutligen öfvergår bergarten i fältspatrik kvartsit. I alla dessa lager äro fragmenten ytterst oregelbundet formade samt starkt sönderbräckta. Äfven mellanmassan, som är rätt glimmerrik, bär tydliga spår af söndertryckning. Kvartsiten, som ligger öfver konglomentet, är gråblå och tydligt kristallin, ställvis nästan glasig. Den bildar ett lager, som kan följas ännu ett godt stycke, sedan konglomeratet redan försvunnit under detsamma. Omedelbart W om kvartsiten anstår en fyllit, som innehåller smala lager af en liknande kvartsit. Dessa kvartsitlager upphöra dock snart och hela trakten österut, ända till Höytiäinens västra strand genomdrages, af låga ryggar af en fyllitisk skiffer utan inlagringar.

Förhållandena på detta ställe tala sålunda tydligt för, att en del af fylliternas botten här veckats upp. Materialet i bottenbildningen synes härvid till största delen härstamma från det västerut tillstötande granitmassivet, ty fragmenten i konglomeratet öfverensstämma fullständigt med graniten och dess skiffer- och amfibolitinneslutningar. Den otydliga gränsen mellan konglomeratet och graniten, som oftast är så oskarp, att man kunde tala om en öfvergång mellan dessa, tyder vidare på att skifferbottnen ligger på sitt ursprungliga underlag, ehuru det samtidigt äfven framgår att hela bottenzonen varit utsatt för en kraftig sönderslitning, ty fragmenten i konglomeratet äro sönderbräckta, och bergarten i sin helhet genomdragen af talrika förskjutningszoner, af hvilka en del gå mer eller mindre snedt emot lagrets strykningsriktning. Äfven en varierande lutning af de undre och öfre delarna i konglomeratet tala för rubbningar af det ursprungliga lagerförhållandet.

*Sotkuma breccian.*

Detta bevis för att skiffrarna här stöta emot en äldre granit, vinner i styrka, då vi granska förhållandena på västra sidan af granitmassivet. Äfven där utmärkes gränsen mellan graniten och skiffrarna af en bottenzon, som visar stor öfverensstämmelse med konglomeratet vid Heinävaara. Närmast graniten, som har ett

liknande utseende, som vid det nyss skildrade konglomeratet, iakttages en starkt skiffrig, ofta sönderrostad zon, hvilken har samma Wliga lutning, som den omgifvande skiffern, och som omsluter graniten, utan att visa någon skarp gräns emot densamma. Denna zon efterföljes af en annan, där man på en mängd ställen iakttager tydliga fragment af graniten uti en kvartsitartad bergart, hvilken visar tydliga spår af stark sönderrifning och öfverhufvudtaget saknar tydlig skiktning. Den karaktäriseras af en tämligen konstant halt af magnetkis, hvilken, då bergarten vittrat, åstadkommit en sönderrostning af densamma. På en mängd ställen synas dessa vara de enda bildningar, som åtskilja skiffrarna från graniten, hvilket dock möjligen beror därpå, att själfva gränsen här är tämligen väl dold af kvartära aflagningar. På ett par ställen vid stränderna af Wiinijärvi, där berggrunden är bättre blottad, efterföljes dock det breccieartade, kvartistiska lagret af en tydligt skiktad, blågrå kvartsit utan granitfragment, som till sitt utseende fullständigt öfverensstämmer med kvartsiten mellan konglomeratet och fylliten på östra sidan af granitmassivet. Detta är t. ex. fallet på Pöhöniemi udde i Sotkuma by samt vid Mantilanniemi, ung. 5 km. S från detta ställe. Vid det förstnämnda stället äro förhållandena dock ytterligare invecklade därigenom, att *öfver* kvartsitlagret följer en egendomlig, starkt uppkrossad brecciezon, bestående af en oredig blandning af strålsten, malakolit och kalkspat. Detta lager hvilar omedelbart på kvartsiten, men åtskiljes från de österut liggande skiffrarna genom en tydlig dalsänka. De senare äro fyllitartade glimmerskiffrar, som på grund af sitt utseende väl skilja sig från de gneisartade glimmerskiffrarna i trakten österut.

När man tager i betraktande, att äfven vid granitmassivets dock så godt som öfverallt af ansenliga sandfält täckta sydända, några berghällar finnas, som fullständigt likna den breccieartade zonen under den blågrå kvartsiten vid Pöhöniemi, samt att på det enda ställe i Libelits, där graniten stöter mot dessa skiffrar, en dylik brecciezon åtskiljer graniten från skiffrarna, så framgår det med ovanlig tydlighet, att hela detta granitmassiv

rundtom måste vara omslutet af ett bergartslager, hvilket måste betraktas såsom en bottenbildning i skifferkomplexen.

En mikroskopisk granskning af den del af breccian, som mest liknar graniten, ådagalägger vidare, att bergarten utgöres af en synnerligen oredig blandning af granitens beståndsdelar, och att den till sin sammansättning öfverensstämmer med bergarten uti massivets centralare delar. Strukturen visar däremot stora olikheter. Medan bergarten längre ifrån skiffergränsen strukturelt liknar graniterna uti södra och mellersta Finland, särskildt den s. k. yngre graniten, är den uti dessa gränsdelar fullständigt förändrad. Den sammansättes nämligen af grof- och finkorniga delar, af hvilka de senare hafva samma karaktär som i den normala graniten, medan de förra bestå af talrika, mestadels ekvidimensionala korn af kvarts och fältspat, hvilka äro liksom mekaniskt hopgyttrade med hvarandra och blandade med större, högst oregelbundet formade fragment af plagioklas och kvarts. I polariseradt ljus under korsade nicoler lysa de finkorniga delarna starkt upp, emedan de äro fullströdda med mikroskopiskt små fjäll af muskovit. Det är härvid utan vidare tydligt, att glimmern utgör en förändringsprodukt af plagioklasen, ty enskilda individer af detta mineral äro nästan fullständigt uppfyllda af ett aggregat af dylika fjäll.

Att nu tolka denna strukturföreteelse enbart såsom en produkt af mekanisk uppkrossning förefaller icke att vara riktigt, framförallt då granitmassivets gränsdelar jämföras med de centralare belägna. Det finnes nämligen en bestämd skillnad mellan denna och typiskt regionalmetamorfa strukturer, som visserligen är svår att med ord framhäfva, men som tydligt framstår för den, som vant sig att betrakta arkäiska bergarter under mikroskopet.

Uti enbart regionalmetamosforerade bergarter stöta de skilda beståndsdelarna med tämligen skarpa gränser emot hvarandra. Så icke i dessa bildningar. Här äro i synnerhet fältspaterna ytterligt oregelbundet, för att icke säga otydligt begränsade, så att det ofta ser ut såsom om de öfverginge i hvarandra. Konturerna äro

starkt söndernaggade och flikiga, och det orediga intrycket förhöjes ytterligare genom den stora mängden af muskovit och kaolinartade substanser.

Särskildt af förekomsten af dessa sekundära interpositioner ledes man på tanken, att hela denna struktur, åtminstone till en del, är betingad af en kemisk dekomposition af bergarten, som är oafhängig af regionalmetamorfos.

De delar, där dessa granitstrukturer iakttagas, ligga, såsom vi sett, direkt invid de konglomerat- och breccieartade bildningar, som börja lagerföljden i skifferserien, men äfven då dessa lager saknas, är graniten på detta sätt utbildad öfverallt, där den ligger nära intill skiffrarna. Däremot saknas dessa strukturer eller äro endast otydligt framträdande i granitmassivets inre delar. *Denna struktur är således karaktäristisk för de delar af graniten, som bilda det direkta underlaget för skifferformationen och som, alldenstund graniten är äldre än den senare, måste hafva utgjort den berggrund, på hvilken sedimentformationen afsattes.* Utgående härifrån kunde man således redan å priori här vänta sig bildningar, hvilka vore resultat af en framskriden *förvittring* af den blottade berggrunden.

Granskar man under mikroskopet den kvartsit, som ligger öfver konglomerat- och brecciezonen, så finner man, att den helt och hållet kristallina bergarten är rikligt bemängd med plagioklasstycken och till och med med små granitfragment, som visa fullständig öfverensstämmelse med de delar af graniten, som äro uppfyllda med muskovitfjäll, och man har således här ett direkt bevis för att materialet uti det kvartsitiska bottenlagret härstammar från det granitmassiv, kring hvilket det likt en gördel sluter sig.

Om nu ock sålunda förhållandena tala för, att skiffrarna här begynna med bildningar, som äro att betrakta såsom kvarblifna, delvis osorterade, delvis redan betydligt »ursköljda» förvittningsrester, framgår det dock samtidigt, att hela denna grupp af bergarter varit utsatt för en stark veckning. Skiffrarnas öfverensstämmande västliga lutning och den kristallina karaktären hos

alla led i komplexen bevisa detta. Redan på grund häraf kan man således antaga, att den ursprungliga karaktären hos bottenbildningarna bör vara mer eller mindre förändrad, hvilket ytterligare styrkes däraf, att gränsbildningarna hafva ett brecciеartadt utseende. Man kan således blott förvåna sig öfver, att spår till den ursprungligare beskaffenheten hos dessa bildningar ännu kunna skönjas.

Alla här anförda företeelser äro lokaliserade till ett jämförelsevis litet område. I det följande skola vi se, om likartade fenomen iakttagas på andra ställen, och om de tala för samma slutsatser som här.

*Konglomeratfältet vid Latvajärvi i Kontiolaks.*

I trakten genast O om Kontiolaks kyrkby inskjuter mellan Höytiäinen sjö och Pielis älf en flik af det stora ostfinska granitgneisområdet. Liksom på västra sidan af Höytiäinen bildar graniten ett aflångt, i N—S utsträckt område, som rundtomkring omslutes af skiffrar. I sydöstra hörnet af detta saknas skiffrarna, och man kan därför antaga, att bergarten hör ihop med graniterna österut.

Hufvudmassan i granitmassivet består, såsom tidigare sades, af en porfyrisk granit, som i synnerhet i friskt brott mycket påminner om Sederholms »äldre porfyrgranit» i sydvästra Finland. Hornblenderika modifikationer iakttagas här och hvar. Oaktadt granitmassivet i stora drag visar en stor enformighet, är det dock tydligt, att äfven här ingå olika delar. Porfyrgraniten genomtränges nämligen af tydliga gångar af en, än medel- eller finkornig, än pegmatitartadt utbildad, vanligen rödfärgad granit, som på flere ställen innehåller korn af kopparkis och svafvelkis. Stundom, såsom genast O om Latvajärvi, intager den medelkorniga strukturformen stora delar af granitmassivet samt äger i allmänhet så otydliga gränser emot porfyrgraniten, att det ser ut som om den öfverginge i denna. Det är dock osäkert, om denna medelkorniga granit är identisk med den, som förekommer såsom tydliga gångar, ty den genomdrages själf af pegmatit. Det är därför en möjlighet, att en del af den medelkornigt utbildade graniten endast är en strukturmodifikation af den por-

fyriskt utbildade, och att de gångar, som iakttagits, tillhöra ett skildt gångsystem.

De skiffrar, som omsluta granitmassivet, utgöras dels af fylliter, dels af kvartsiter och kvartsitskiffrar.

I synnerhet på norra sidan af granitmassivet iakttagas mycket tydliga gränser mellan detta och skiffrarna, som äfven här utmärkas af omisskänneliga bottenbildningar. Men medan gränsförhållandena vid granitområdet W om Höytiäinen voro jämförelsevis enkla, äro de här synnerligen invecklade. Det visar sig nämligen efter noggranna undersökningar, att bottnen för *tvänne* sedimentformationer här träda i beröning med hvarandra.

På tvänne ställen stöta fylliterna emot graniten med de mest typiska konglomeratlager, man gärna kan tänka sig, och hvilka äro utbredda öfver stora områden. Särskildt intressant är härvid trakten genom N och NO om sjön *Latvajärvi,* (se kartan, tafl. VIII). Ett stycke N om sjön iakttager man de sista hällarna af den skiffer, som intager terrängen västerut. Det är en rätskiffrig, endast svagt åt W lutande glimmerskifferartad fyllit som genomdrages af talrika kvartsådror. Granitgenomträngningar saknas. Alldeles invid norra stranden af Latvajärvi, således nära granitgränsen, uppträder skiffern däremot i tydlig växellagning med hvit kvartsit, som förekommer i flere, ända till 1 m breda lager. Genast O härifrån vidtaga mäktiga konglomeratlager, hvilka äro utsträckta i skiffrarnas strykningsriktning, N 30°—35° O, och som äga samma lutning åt W som dessa.

*Olika konglomeratlyper.*

Man kan härvid särskilja mellan tvänne något olika typer. Närmast granitgränsen, ehuru dock icke omedelbart invid denna, iakttages en serie af konglomeratbäddar, som ligga uti typisk glimmerskiffer. De östligaste af dessa karaktäriseras däraf, att uti skiffern ligga talrika, men tämligen glest spridda, större och mindre fragment af en granit, som fullständigt liknar den i stora berg anstående bergarten, några 100 m O härifrån. De stundom flere tiotal cm långa granitstyckena hafva oftast en skarpkantig form, ehuru dock icke sådana saknas, som äro gan-

ska väl afrundade (tafl. II). Ett stycke W härom anträffas ett annat lager, där bollarna ligga tätare till hvarandra samt äro starkt hoptryckta, hvarvid deras längdriktning sammanfaller med lagrets skiffrighet (tafl. III). Äfven här är mellanmassan tydligt glimmerskifferartad. Fragmenten bestå till öfvervägande del af starkt deformerad grå eller rödaktigt grå granit, en ljusare färgad, finkornigare granit, samt gneisartad skiffer. Af dessa likna granitfragmenten fullständigt bergarten, som uppträder i trakten österut, och det är härvid af intresse, att icke allenast den grofkorniga graniten, utan äfven den finkorniga, hvilken, såsom tidigare anförts, förekommer i gångliknande partier i den förra, äfven finnes uti konglomeratet. Skifferfragmenten äro starkt sönderslitna och liksom böjda kring granitfragmenten.

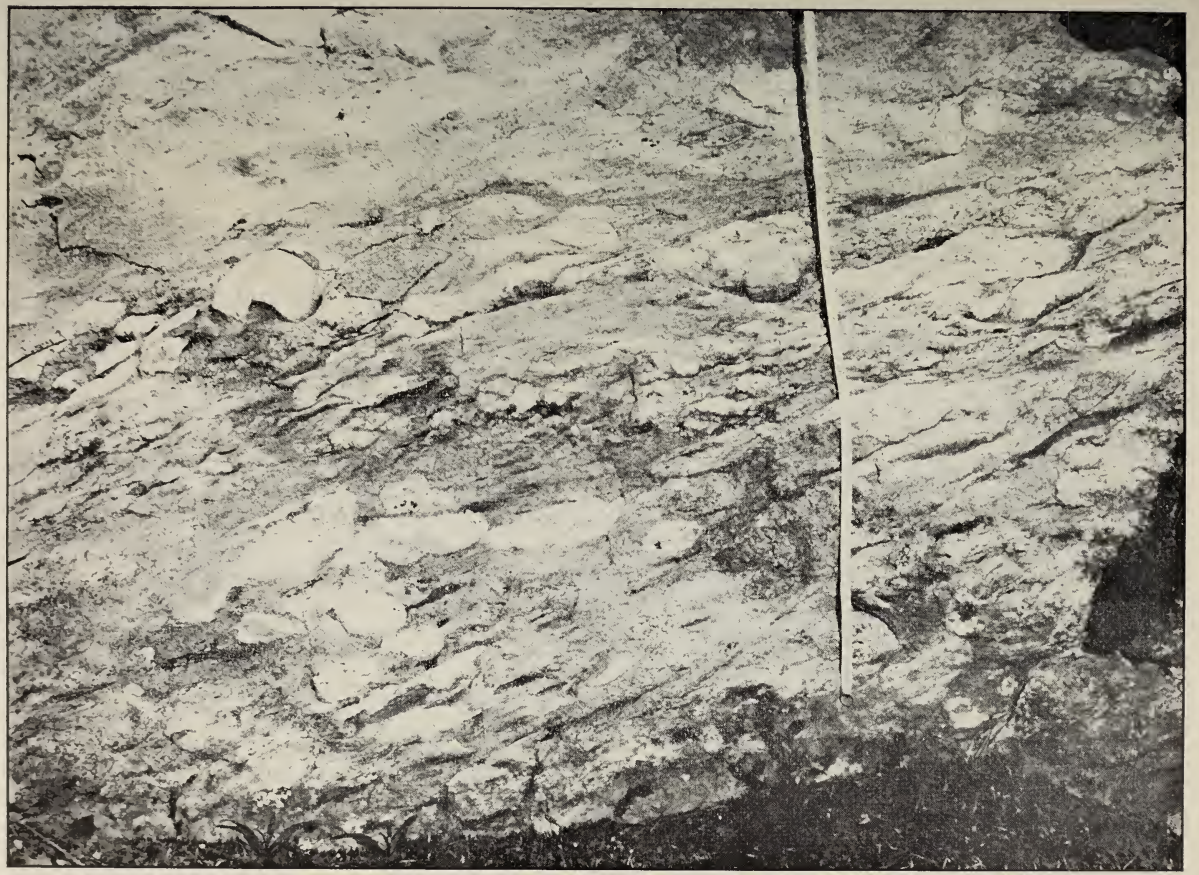
*Det utmärkande för dessa konglomerat är således en ytterst kraftig hopprässning af såväl de ingående fragmenten, som mellanmassan, samt en tydlig glimmerskifferkaraktär hos den senare.*

En härifrån afvikande karaktär äger det konglomerat, som i trakten närmast N och NO härifrån är utbredd öfver ett större område.

Bergarten har ett högst växlande utseende. Än är den fullströdd med talrika fragment af alldeles samma bergarter som i de föregående konglomeraten, hvilka ligga synnerligen tätt hopade till hvarandra (tafl. IV), än innehåller den blott glest spridda bollar. Fragmenten växla i storlek från blott några cm i genomskärning till flere meter i längd. Öfverallt äro de synnerligen fast fästade i bergarten, och man lyckas därför i allmänhet icke utslå enskilda bollar, utan att äfven en del af skiffercementet medföljer. Såväl fragmenten som bergarten i sin helhet äro vidare starkt söndertryckta, hvilket bl. a. framgår däraf att fragmenten icke sällan äro sönderbräckta och delarna förskjutna emot hvarandra. Men oaktadt dessa tydliga bevis på deformation gör bergarten dock ett intryck af att vara *mindre starkt* söndertryckt än i de ofvan anförda glimmerskifferkonglomeraten. Detta äfvensom karaktären af det sammanhållande cementet äro de viktigaste skiljetecknen mellan de båda konglomerattyperna. Medan uti det typiska skif-



Kaleviskt skifferkonglomerat. N om Latvajärvi i Kontiolaks socken.



Kaleviskt skifferkonglomerat. N om Latvajärvi i Kontiolaks socken.



$^1/_7$ nat. storlek.

Kvartsitskifferkonglomerat (kaleviskt). O om Heinävaara gård i Kontiolaks socken.

ferkonglomeratet mellanmassan äger en utpräglad glimmerskifferkaraktär, har densamma nämligen här ett nästan *kvartsitiskt* utseende, i det att kvarts är öfvervägande beståndsdel. Betraktad under mikroskopet visar bergarten en visserligen tydligt kristallin struktur, men å andra sidan äfven antydan till klastisk karaktär. Mineralen i mellanmassan hafva nämligen rätt varierande storlek, äga skarpsplittriga former samt äro i allmänhet icke synnerligen fast förenade med hvarandra.

Men oaktadt denna skillnad i utseende kunna de båda konglomerattyperna icke geologiskt skiljas åt. Ute i fältet visar det sig nämligen, att de västligare lagren af det typiska skifferkonglomeratet uti strykningsriktningen sammanfalla med de konglomeratlager, som äro mindre deformerade, och äfven dessa växellagra då med typiska fylliter.

*Regenererade graniter.*

Ett annat stöd för dessa bildningars geologiska samhörighet finna vi uti en högst egendomlig art af inlagringar, som förekomma i de båda typerna. Dessa bestå af en bergart, som till det yttre mångenstädes så fullständigt liknar en fin- eller medelkornig granit, att den, då den först iakttogs, blef kartlagd som en sådan samt betraktad som en yngre granit, som genomträngt konglomeraten. Detta antagande har emellertid efter noggrannare undersökningar måst öfvergifvas, emedan den granitliknande bergarten i själfva värket måste hänföras till skifferkomplexen.

Först genom en mikroskopisk undersökning framstå emellertid bergartens egendomligheter tydligt. Det visar sig nämligen, att strukturen icke är granitisk utan *halft klastisk*. Beståndsdelarna äga mestadels skarpsplittriga former samt skilja sig i storlek mycket från hvarandra. Mest ingår i bergarten kvarts samt fältspat. Den sistnämda är till stor del en plagioklas, som oftast är fullständigt uppfylld med muskovitfjäll, alldeles på samma sätt som i den granitiska förvittringsbottnen under konglomeraten i Vaivio. Biotit förekommer i alldeles underordnad mängd.

Det viktigaste beviset för bergartens icke eruptiva natur ligger dock i dess geologiska uppträdande. Den förekommer nämligen på flere ställen *såsom tydliga lager uti konglomeratbäddarna.*

Den lagerartade karaktären framgår däraf, att bergarten städse är utsträckt i bäddformiga partier, som ligga parallelt med konglomeratens skiktning, att kontakten aldrig tvärt afskär fragmenten i konglomeraten och att gränsen mellan den granitliknande bergarten och den fältspatrika mellanmassan i konglomeraten ofta är så oskarp, att man kunde tala om öfvergångar emellan dem.

På flere ställen, där bergarten finnes i större utsträckning, innehåller den vidare *bollar af samma bergarter, främst granit, som förekomma uti konglomeraten. Fragment af själfva konglomeratet iakttagas däremot ingenstädes.* Bollarna äga städse samma form och utseende som uti konglomeraten; mestadels äro de några cm långa och ligga än tätt samlade, än glest spridda i bergarten, alldeles på samma sätt som uti konglomeraten, ja det ser t. o. m. på några ställen ut, som om dessa graniter småningom, genom att »bollarna» blifva talrikare, *öfverginge* uti de typiska konglomeraten.

Dessa egendomliga förhållanden kunna nu på intet sätt bringas i samklang med antagandet, att bergarten vore af eruptiv karaktär och att den skulle hafva genomträngt skiffrarna. Det återstår således intet annat än att antaga, att den tillhör de här uppträdande sedimenten. Möjligen kunde man då föreställa sig, att dessa bergarter representera fullständigt söndervittrade, men endast delvis omlagrade graniter, som genom regionalmetamorfos ånyo erhållit ett eruptivliknande utseende. *De vore således på sätt och vis regenererade graniter, hvilka utbildats till lager i bottenskiffrarnas komplex.*

Såsom nämdes, finnas dessa granitiska lager uti de båda konglomerattyperna. Äfven detta talar sålunda för, att vi här hafva en komplex af konglomeratbäddar, som geologiskt höra ihop, ty det vore ju mera än en tillfällighet, ifall en så egenartadt uppbyggd bergart som denna, samtidigt skulle förekomma såsom inlagringar i bottnen af tvänne skilda formationer.

Vi kunna således antaga, att de konglomerat, som här beskrifvits, tillhöra samma aflagringar och att de stå i sammanhang med fyllitiska skiffrar.

Huruvida nu dessa bottenskiffrar intaga ett konkordant läge i förhållande till skiffrarna i det stora skifferområde, som stöter emot konglomeratseriens västra delar, hvilket man möjligen i förhand vore benägen att antaga, torde dock vara högst osäkert.

En blick på kartskizzen öfver detta område, (tafl. VIII) visar, att det nu skildrade konglomeratfältet efter ett större afbrott ånyo uppträder vid granitmassivets nordöstra ända. Förhållandena här äro fullständigt analoga med de nyss beskrifna, dock med den skillnad, att konglomeraten öfverallt äro af den typ, i hvilken bergarten har en mera klastisk karaktär. Konglomeratlagren omväxla med typiska glimmerskiffrar, och såväl i de förra som i de senare förekomma de granitliknande lagren.

*Kvartsseri-citskiffrar.*

Terrängen mellan dessa konglomeratområden intages däremot af bildningar med helt annan karaktär. Berggrunden här utgöres nämligen af en grå-, gul- eller grönaktigt hvit, starkt skiffrig kvartsitskiffer med en stundom rätt betydande fältspathalt och en städse framträdande mängd af ljus glimmer. Till en del är det just den sistnämda beståndsdelen, som gifver karaktär åt bergarten. I frisk yta har det fjälliga mineralet grönaktigt hvit färg och ett talkliknande utseende, hvarför bergarten oftast har en fettaktig glans och äfven i viss mån är fet för känseln. En närmare undersökning ger dock vid handen, att det talkliknande mineralet är *sericit*. Den förekommer härvid såsom ett hölje kring kvarts och fältspatkornen, och bergarten erhåller härigenom en viss sprödhet, så att den med stor lätthet sönderbräckes i skifformiga stycken. I synnerhet framträder detta tydligt i de delar af bergen, som ligga i dagytan, ty dessa äro i regeln så starkt söndersprängda, att man endast med svårighet erhåller hela stycken af bergarten. Redan yttre utseendet talar sålunda för, att den är starkt söndertryckt, något som äfven den mikroskopiska undersökningen ådagalägger.

Denna bergart, som lämpligast kunde benämnas *kvartsericitskiffer*, är utbredd öfver en rätt stor areal och gränsar emot såväl konglomeratlagren, granitmassivet och de västerut uppträdande typiska fyllitiska skiffrarna samt slutligen äfven emot en

serie af mestadels finkorniga och i allmänhet tydligt klastiska kvartsiter, hvilka, såsom längre fram skall beskrifvas, äro att anse såsom led uti en yngre formation (se kartan tafl. VIII).

Man frågar då, hvilken ställning dessa sericitrika, starkt söndertryckta kvartsitskiffrar intaga i förhållande till de skildrade konglomeraten och de dem åtföljande fylliterna. I stort sedt hafva dessa bergarter ett utseende, som ställer dem nära de konglomerat, där en kvartsitrik mellanmassa dominerar; däremot skilja de sig i afseende å deformation rätt betydligt ifrån de starkt veckade fyllitkonglomeraten vid Latvajärvi, i det att strukturen har en tydligare klastisk karaktär än hos dessa. Man vore därför benägen att föra dem ihop med de förstnämda. Äfven gränsförhållandena tala härför. Emot fylliterna, som uppträda i det stora skifferområdet västerut, visa de nämligen i allmänhet tydliga gränser, medan de äro betydligt mindre skarpt åtskilda från konglomeratlagren äfvensom de fylliter, som växellagra med de senare. Detta yttrar sig däri, att kvartssericitskiffrarna i smala flikar skjuta in i konglomeratfälten och deras fylliter, hvarvid lager af de senare ofta omväxla med de förra. Äfven i detalj kan man stundom iakttaga en värklig växellagring mellan dessa bergarter. Sålunda förekommer på N sidan af det lilla träsket Pörppölampi och alldeles nära granitgränsen en lagerföljd, som framgår af följande af Wilkman upptecknade profil (fig. 6).

I hällen längst åt O anträffas nedtill vid kullens fot ett lager af en glimmerrik kvartsitskiffer, som mycket närmar sig de fylliter, som förekomma i växellagring med konglomeraten; upptill öfvergår denna i en sericitrik kvartsitskiffer och öfver denna följer en 3—4 m mäktigt konglomeratbädd, innehållande talrika, ofta rätt skarpkantiga fragment af granit, kvarts, samt aflångt utdragna och starkt vridna strimmor af skiffer, hvilka alla sammanhållas af en sericitrik och kalkhaltig skiffermassa. Ofvanom konglomeratbädden ligger ett lager af glimmerrik kvartsitskiffer. Efter denna häll följer i W en annan, där en liknande lagerföljd iakttages. Nedtill ligger här en gråfärgad, finkornig kvartsit, däröfver följer ett 4 m mäktigt konglomeratlager och ofvanom detta

grofkornig kvartsitskiffer, som öfvergår uti konglomeratet. Ännu i en tredje häll upprepas samma sak, i det att öfver den grofkorniga kvartsitskiffern ligger ett tredje konglomeratlager.

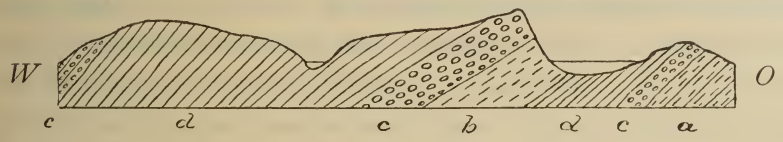



Fig. 6.
*a)* glimmerrik kvartsitskiffer.
*b)* kvartssericitskiffer.
*c)* konglomerat.
*d)* finkornig kvartsit.

En liknande öfvergång mellan grofkornig kvartssericitskiffer och fyllit iakttages vid det s. k. Kovasinkallio (brynstensberget). Den förra öfvergår småningom i finkornig, sericit- och kvartsrik fyllit, hvilken här har ett så jämnt gry, att den med fördel användes såsom brynstensmaterial. Denna åter öfvergår vidare åt W i en tämligen typisk, gråsvart fyllit, i hvilken ligga talrika magnetitoktaëdrar.

Jämte den lagerartade omväxlingen af konglomerat, glimmerskiffrar och kvartssericitskiffrar, talar för dessa bergarters geologiska samhörighet ytterligare den omständigheten, att äfven i de sericitrika kvartsitskiffrarna förekomma stock- eller lagerformiga massor af den granitliknande bergarten, som nyss beskrifvits. Dylika finnes bl. a. O om den stora konglomeratbädden vid Jutmenvaara gård (se kartan, taf. VIII]. De äga ett analogt uppträdande och utseende med de granitartade lagren N om Latvajärvi.

Om nu sålunda konglomeratbäddarna och fylliterna måste föras ihop med kvartsseritskiffrarna, hvilken ställning intaga då dessa olika leder till hvarandra och den underliggande bottnen?

Det har framhållits, att uti konglomeratens mellanmassa ofta finnas delar, som äga en framträdande granitisk karaktär, och att de stundom växellagra med granitartade lager. En närmare granskning af dessa delar visar en påfallande likhet i mineralogiskt hänseende med vissa delar uti det stora granitmassivet, öfver hvil-

ket dessa sediment måste tänkas hafva blifvit afsatta. Främst faller härvid fältspatens förvittring och den stora mängden af muskovit i ögonen. Den egentliga skillnaden ligger dock uti den mera klastiska karaktären hos strukturen uti de delar, som ligga i skifferbergarterna, medan graniten har sin kristallinitet så att säga bättre bevarad. Betrakta vi preparat af granitfragmenten, som ingå uti konglomeraten, visa dessa samma karaktär: en ytterligt sönderdelad fältspat och stor muskovitmängd. Detta synes sålunda tala för, att här liksom vid det väster om Höytiäinen belägna granitmassivet *ett föga förändradt granitiskt vittringsgrus ingår uti skifferbottnen.*

Att så värkligen måste vara fallet, därför hafva vi ytterligare några bindande bevis.

*Bottengranit.* På flere ställen, särskildt inom områdena för konglomeratskiffrarna, framsticka nämligen hällar af en ytterst egendomlig bergart, som närmast kunde karaktäriseras såsom ett mellanting mellan granit och skiffer. Det är en ofta tämligen grofkornig och glimmerrik, mestadels mörkgrå stenart med ett breccieartadt utseende, hvilken sammansättes af granitens beståndsdelar. Under mikroskopet visar den sig vanligen vara synnerligen kvartsrik och besitter en struktur, där alla spår af primär byggnad äro utplånade. Oregelbundet formade, ofta skarpsplittriga kvartskorn äro sammanhopade i slingor och strimmor, som liksom simma uti ett glimmerrikt granitmaterial. Biotit, muskovit och äfven klorit förekomma i stor mängd och äro ofta hoptofvade till mörka strimmor, och det hela är så omblandadt, hopvridet och sönderknäckt, att man knappt kan tänka sig ett fullständigare kaos i mineralväg. Men från denna orediga bergart har man ofta i samma berg småningom skeende öfvergångar till en bergart med relativt väl bibehållen granitstruktur och sammansättning. Denna påminner då ofta starkt om de grofkornigare delarna uti det stora granitmassivet, ehuru den dock i allmänhet har ett mera förändradt utseende. Å andra sidan visar bergarten äfven öfvergångar, dels till konglomeraten och de konglomeratartade skiffrarna, dels till de sericitrika kvartsiterna, hvilka dock i sådant fall äro

starkt uppfyllda af klorit och mörk glimmer samt små fragment af fältspat och kvarts, m. a. o. hafva en konglomeratartad karaktär.

Såväl då man ute i fältet granskar alla dessa öfvergångar, som då de olika profstyckena i studiekammaren jämföras med hvarandra och under mikroskopet analyseras, kan man icke värja sig för antagandet, att denna orediga bergart representerar en förändringsprodukt, som uppstått genom en söndergrusning eller vittring af en granitisk bergart, af hvilken relativt väl bibehållna delar ännu finnas kvar; m. a. o. man kommer till den slutsats, *att vi i dessa bildningar hafva ett vittringsgrus, som så att säga ligger in situ.* Enligt denna tanke skulle vi således i dessa bergarter hafva de *lägsta delarna af skifferformationens botten.* Öfver dem aflagrades senare, beroende på huru hastigt förvittringen fortgick, lager dels af värkliga konglomerat med fyllitiska skiffrar, dels af kvartsiter, på samma sätt som man i nutida öknar ser likartade bildningar omväxla med hvarandra. I själfva värket talar utseendet hos dessa bergarter för, att de äro produkter af en sedimentation, där vattnets erosion varit af mindre betydelse. Den skarpkantiga formen hos fragmenten, det föga sorterade materialet och förekomsten af »regenererade» graniter äro stöd härför.

Enligt detta betraktelsesätt representera således alla dessa bergarter en gemensam bottenkomplex för de fylliter, som uppträda i trakten västerut.

Det nämdes tidigare, att det dock är osannolikt, att konglomeratskiffrarna skulle stå i ett konkordant sammanhang med de typiska fylliter, som med skarp gräns stöta emot icke allenast konglomeratlagren, utan äfven de sericitrika kvartsiterna. Bevisen härför äro följande.

*Amfiboliter*

Uti bottenkomplexen förekomma på talrika ställen hornblenderika bergarter, hvilka utan tvifvel äro af eruptiv natur, i det att de såsom gångar och stockar genomdraga alla leden uti bottenkomplexen. Med hänsyn till sin petrografiska sammansättning likna de fullständigt de amfiboliter, som iakttagits uti granitgneisen österut.

Bergartens deformerade utseende kunde möjligen gifva anledning till antagandet, att de vore äldre än de omgifvande skifferarna, i hvilka de i sådant fall senare blifvit inveckade. Redan bergarternas stockformiga uppträdande talar dock emot ett sådant antagande, och detta kullkastas fullständigt af det faktum, att på par ställen iakttagits smala amfibolitgångar, som löpa parallelt med hvarandra uti kvartsiten och t. o. m. äro förgrenade uti densamma. Fig. 7 utgör sålunda en fotografisk afbildning af en kvartsitskifferhäll S om Kivilampi vid Kolvananuuro i Kontiolaks, där en serie amfibolitgångar genomdrager kvartsiten. *Den skiff-*



Fig. 7.
Kalevisk kvartsit, genomdragen af amfibolitgångar.

*riga strukturen hos amfiboliten måste således hafva uppkommit genom en veckningsprocess, som är yngre än de kaleviska aflagringarna.*

Karaktäristiskt för dessa basiska gångbildningar är äfven den påfallande stora mängden af kvartsådror, som i växlande riktningar genomdraga bergarten. Dessa, som vanligen äro starkt hopsnörda och äfven förskjutna, äro kända för sin ställvis ansenliga halt af kismineral, särskildt kopparkis och svafvelkis, af hvilka

den förra i vissa gångar förekommer i sådan mängd, att dessa blifvit bearbetade på koppar [1]), ehuru resultaten af arbetena dock i regeln utfallit mindre gynsamt. Det är härvid anmärkningsvärdt, att kvartsgångar i allmänhet äro sällsynta uti de basiska gångbergarter, som genomdraga de yngsta kvartsiterna i dessa trakter och hvilka längre fram skola beskrifvas, och att de, då de någon gång iakttagas, icke äro nämvärdt söndertryckta samt att man i dem icke anträffat en så stor kismängd som i dessa bergarter. Denna iakttagelse utgör måhända ett stöd för antagandet, *att de kisförande kvartsådrorna i amfibolitgångarna uti konglomerat- och skifferterrängen i Kontiolaks uppkommit under en äldre veckningsprocess än den, som träffat de yngre kvartsiterna.* De skulle sålunda indirekt äfven bevisa, att de skiffriga amfiboliterna, som genomgå de sericitrika kvartsiterna äro äldre än de, som anträffas uti den yngre kvartsitformationen i denna trakt, ett antagande, som äfven stödes af andra, längre fram berörda omständigheter.

Dessa förekomster af basiska gångbergarter uti konglomeratkomplexen äro af en viss betydelse, då det gäller att klargöra frågan, huruvida denna ligger konkordant med den i W tillstötande skifferterrängen. Ifall så vore, skulle man nämligen vänta, att dessa amfibolitgångar äfven skulle iakttagas uti de angränsande skiffrarna. Detta är dock egendomligt nog icke fallet, utan hela skifferterrängen W om konglomeratfälten ända fram till den östra gränsen af granitmassivet i Vaivio saknar i allmänhet amfibolitiska gångbildningar, ja man kan t. o. m. säga, att just denna frånvaro af basiska gångbergarter är ett utmärkande drag för hufvudmassan af de kaleviska fylliterna. Där sådana iakttagits, kan man städse visa, att de uppträda i skifferterrängernas gränsdelar. Sålunda förekomma starkt skiffriga amfiboliter utmed skifferterrängens östra gränslinie i de trakter SO härifrån, i Kiihte-

[1]) *A. F. Tigerstedt*: Om traktens mellan Höytiäinen och Pielisjärvi geologiska och topografiska byggnad. Fennia 5. N:o 10.

lysvaara socken, där kaleviska skiffrar dominera, medan de västerut från gränsen upphöra. Likaså äro de vanliga i bottendelarna af dessa formationer i trakterna NW härifrån, i Juuka och Nilsiä socknar. Denna allmänt iakttagna företeelse kan man svårligen förklara på annat sätt, än att lagergångar af basiska bergarter inträngt hufvudsakligen utefter vissa gränszoner i skifferkomplexen.

Af förhållandena i det anförda konglomeratfältet i Kontiolaks framgår således, att amfibolitgångarna plötsligt upphöra, vid den i NO gående gränsen mellan skiffrarna och konglomeraten. Men icke nog härmed, de fyllitiska skiffrarna stöta med skarp gränslinie äfven emot en serie åf yngre kvartsiter, hvilka ligga öfver konglomeratskiffrar och sericitrika kvartsiter, utan att man här finner konglomerat eller andra bildningar, som skulle tyda på en botten för dem.

*Dessa lagringsförhållanden kunna därför svårligen förklaras på annat sätt än genom att antaga, att en förkastning af berggrunden här försiggått, hvarigenom det stora skifferområdet W om konglomeratfälten sjunkit ned i förhållande till de östligare delarna.*

Jämte de nu skildrade terrängerna W och O om Höytiäinen sjö finnes ännu ett tredje område, där de kaleviska fylliterna karaktäriseras af tydliga bottenbildningar.

*Skifferområdet i Nunnanlaks.*

Såsom af den bifogade öfversiktskartan framgår, smalna de kaleviska skiffrarna mot N af i spetsiga flikar, af hvilka en sträcker sig fram till västra stranden af Pielisjärvi, på östra sidan af *Nunnanlaks* vik. Skiffrarna bilda således här långa och smala områden, som kila in emellan ladogiska glimmerskiffrar, hornblendegneiser och amfiboliter. På flere ställen ligga de därjämte alldeles nära intill de serpentiner och täljstensbergarter, som i dessa trakter äro utbildade i större massiv och lager. Den östligaste skifferterrängen utgör tydligen en direkt fortsättning af det stora kaleviska skifferområdet i Kontiolaks och uppbygges därför af enformigt utbildade fylliter.

*Ogonskiffer.*

Längs västra sidan af detta område iakttages en smal zon

af synnerligen kvartsrika skiffrar, som öfvergå i de typiska fylliterna. Öfvergången sker sålunda, att biotiten, som dominerar uti fylliterna, aftager i mängd samt ersättes af bredfjällig muskovit, hvilken är böjd eller vriden omkring kvartskornen. Denna kvartsitglimmerskiffer förändrar sig ytterligare åt W, så att bergarten blir allt skiffrigare och groffjälligare, men samtidigt äfven rik på fältspat. Till en början ses blott små korn af detta mineral uti bergarten, som sålunda äger en gneisartad karaktär, men längre ifrån den typiska fylliten ligga fältspatindividerna allt tätare uti bergarten och förläna densamma ett högst egenartadt utseende. De uppträda nämligen i aflånga, i skiffrighetsriktningen utdragna, mestadels rödfärgade korn, som visa karaktäristiska romboidiska genomsnitt, så att bergarten är liksom fullströdd med skarpt begränsade strökorn eller »ögon». Äfven större kvartskorn äro på samma sätt utsöndrade i bergarten. Längre från skiffergränsen tilltaga dessa »ögon» i storlek och mängd, men förlora samtidigt den skarpkantiga formen, i det att de bilda afrundade, linsformiga knölar och korn, som kunna nå en längd af ända till 10 cm. Härvid bestå de dock icke mera af en enda individ, utan äro sammansatta af ett aggregat af fältspat och kvarts. Jämte dessa linsformiga partier finnas dock äfven, ehuru sällan, tydliga fragment af en rödfärgad granit, som fullständigt liknar den röda graniten i granitterrängen O om skifferområdet. Ännu längre från skiffergränsen tilltaga de granitiska beståndsdelarna ytterligare i mängd och bergarten förlorar allt mera sin skiffrighet och öfvergår till sist omärkligt i en grofkornig, strimmig, grå granit, som sticker fram mellan skiffrarna i flere stora berg.

En tydligare öfvergång än denna kan man knappt tänka sig. Då man ute i fältet iakttager förhållandet, tviflar man därför icke på, att det fältspatmaterial, som iakttages i skiffrarnas bottenlager, härstammar ifrån den närliggande graniten. Närmast liknar denna »ögonskiffer» den tidigare skildrade ögongneisen, som räknats till den äldre skifferformationens botten. Den sistnämda skiljer sig dock från denna genom tydligare gneiskaraktär,

d. v. s. en kristallinisk struktur, där alla spår af klastisk karaktär äro försvunna, vidare äfven genom »ögonens» utprägladt ellipsoidiska gestalt.

Denna kaleviska ögonskiffer, som anträffas i flere sig emellan parallela, af granit, amfibolit eller serpentin från hvarandra åtskiljda lager, representerar sålunda en *bottenbildning*, som närmast äger karaktär af bottenkonglomerat. Dess sammanhang med ett sådant, framgår äfven direkt af förhållandena uti en af skifferkammarna i denna trakt.

*Käkivaara konglomeratet.*

Vid östra sluttningen af Käkivaara höjd, som endast genom en smal dalsänka åtskiljas från några serpentinkullar, ser man nämligen en direkt öfvergång från en konglomeratartad bildning till ögonskiffer. Nedtill vid bergets fot ses en amfibolit som ser starkt sönderrifven ut, och öfver detta ligger ett lager, i hvilket iakttagas skarpkantiga fragment af skiffrig amfibolit, ljust rödfärgad granit, fältspatrik gneis, ren kvarts, kvartsit samt en ljusgrön bergart, som till det yttre mycket liknar den bredvidliggande serpentinen (fig. 8).

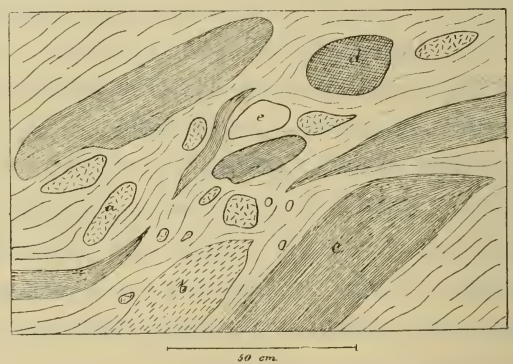



Fig. 8.

Kaleviskt bottenkonglomerat vid Käkivaara höjd i Nunnanlaks by i Juuka socken.

*a)* Röd granit.
*b)* Fältspatrik gneis.
*c)* Amfibolit.
*d)* Epidotiserad gabbro.
*e)* Ren kvarts.

Amfibolitfragmenten äro dels starkt skiffriga, dels utmärkta af en massformig struktur. Under mikroskopet visa de sig till-

höra en gabbroid bergart, sammansatt af breda plagioklaskristaller och uralitiseradt hornblende samt kvarts. Strukturen och mineralsammansättningen liknar fullständigt den hos de gabbroida bergarter, som i stockar och gångar genomdraga såväl graniten som de äldre skiffrarna i trakten norrut.

Granitfragmenten äga liksom amfibolitstyckena högst oregelbundna former; ofta äro de linsformigt utdragna och starkt sönderbräckta. För det mesta härstamma de från en röd, medelkornig och tämligen glimmerfattig granit, som icke kan åtskiljas från graniten i trakten O om skifferområdet. Gneisfragmenten äro i allmänhet sällsynta. De tillhöra en kvartsrik, rödfärgad bergart, som mycket liknar en kvartsitskiffer, hvilken N om Nunnanlaks by ingår såsom lager uti de ladogiska skiffrarna. Kvartsitfragmenten slutligen äga en i regeln starkt tillplattad, linsformig gestalt och ligga så, att bredsidan hos dem sammanfaller med skiktfogarna. Strukturen är tydligt kristallin, men bär dock ännu spår af klastisk karaktär.

Anmärkningsvärd är anordningen af de skilda bergartsfragmenten i bildningen. Nedtill ses blott amfibolitfragment, ofta med sådana dimensioner, att det ser ut, som om de vore lösryckta från en anstående amfibolithäll tätt intill. Något högre upp ses granitfragmenten, hvilka äro blandade med och stundom starkt inprässade eller inskjutna uti amfibolitblocken, så att det hela påminner om en rifningsbreccia, sammansatt af båda dessa bergarter. Först härefter iakttagas kvartsitfragmenten, som ligga tillsammans med granitstycken, medan amfibolitfragmenten blifvit tämligen sällsynta. Ännu högre upp blifva i sin tur granitfragmenten mindre och äfven sällsyntare. De äro afrundade, medan däremot kvartsitfragmenten, som nu förekomma i stor mängd, äro aflångt utdragna. I de öfversta delarna, där bergarten äger glimmerskifferartad karaktär, iakttager man slutligen blott fältspatfragment (ögon), blandade med med helt små, ofta aflångt utdragna granitstycken samt kvartsknölar. Bergarten är här således åter en typisk ögonskiffer. Dess utseende framgår af fig. 2, Taf. VII. Ögonskiffern öfvergår slutligen i en normal glimmerskiffer.

*Vi se sålunda en småningom skeende öfvergång från en grofstenig, breccieartad bildning till en typisk skiffer.* Men hufvudintresset ligger dock uti den mängd af olika fragment, som ingår uti lagret. Dessa bevisa nämligen, att de fyllitiska skiffrar, som här med typiska bottenlager stöta emot sitt underlag, äro yngre än de röda och gråa graniterna i trakten N och O härifrån, yngre än vissa basiska bergarter med tydligt gabbroid karaktär, yngre än vissa skiffrar samt t. o. m. yngre än vissa kvartsiter, m. a. o. *yngre än en stor del af de bergarter, som utgöra led uti skifferformationen W och N härifrån.*

Af särskildt intresse är förekomsten af amfibolit- och gabbrofragmenten i bottenlagret. Hela det norrut liggande skifferområdet, som betecknats såsom en äldre skifferkomflex, är, såsom tidigare framhållits, synnerligen rik på lager- och stockartade partier af amfiboliter och gabbrobergarter. Huruvida alla dessa äro geologiskt samhöriga och om de kunna identifieras med de gång- och linsformiga partierna uti den stora ostfinska granitgneisterrängen, detta kan dock icke säkert afgöras af förhållandena i dessa trakter, ehuru det synes vara sannolikt, att åtminstone en del af dem förekomma i båda formationerna. Nu bevisar emellertid konglomeratet vid Käkivaara, att det finnes en skifferformation, som är *yngre* än vissa typiskt gabbroida gångbildningar. Häraf kan man dock ingalunda draga den slutsats, att alla de basiska bergarter, som finnas i denna terräng, vore äldre än dessa kaleviska skiffrar. Såsom framhållits finnes det nämligen en kvartsit, som är yngre än dessa skiffrar och som innehåller lagergångar af en amfibolitiserad diabas; likaså genomdrages äfven de tidigare skildrade kvartssericitskiffrarna i Kontiolaks af amfiboliter. Äfven i denna terräng förekomma gabbroida bergarter, som genomdraga kaleviska skiffrar. Men dessa skilja sig i petrografiskt hänseende icke ifrån de amfiboliter, som finnas såsom fragment i dessa skiffrars botten.

Häraf framgår således blott, att man öfverhufvud ej kan bedöma åldern af en gabbroid bergart på grund af dess petrografiska karaktär, då det gäller så gamla terränger som dessa, utan

att de stratigrafiska förhållandena äro de enda säkra utgångspunkterna.

Nu uppträda i närheten af dessa bottenlager äfven serpentiner och därmed förbundna talkmagnesitstenar. Ifall dessa, såsom antagits, äro äldre än de kaleviska lagren, skulle man vänta sig att finna fragment äfven af dem i bottenskiffrarna och konglomeraten. Tillsvidare hafva de dock icke med säkerhet kunnat här påvisas. Visserligen anträffas i den konglomeratartade bildningen vid Käkivaara fragment af en bergart, som till det yttre liknar serpentin, men den mikroskopiska undersökningen af dessa visar, att bergarten är en starkt epidotiserad amfibolit, som mera öfverensstämmer med amfiboliterna i de äldre skiffrarna än med serpentinen. Emellertid tala andra omständigheter för att serpentinerna böra räknas till eruptiven inom de äldre skifferterrängerna. Täljstenslagren, som åtfölja serpentinerna, äro nämligen, såsom tidigare framhållits, sannolikt produkter af en storartad förvittring, som träffat den äldre skifferkomplexen.

Äfven uti de beskrifna konglomeratområdena i Kontiolaks och Juuka finna vi emellertid kaleviska bottenbildningar, hvilka kunna tänkas uppkomma genom en vidtgående söndervittring af berggrunden. Man ledes då lätt på tanken, att äfven täljstensbildningen skett under samma tid. I sådant fall blir det då egentligen endast så att säga en smakfråga, hvart dessa bildningar skola räknas, om de skola föras till de öfversta delarna af den äldre skifferformationerna eller till bottnen för den kaleviska. I det föregående hafva täljstenarna förts till de förra, detta hufvudsakligen på grund af sitt uppkomstsätt, i det att man kan visa, att de äro liksom sammanvuxna med den bergart, från hvilken de utgått, medan de däremot ingenstädes iakttagits i växellagring med typiska kaleviska skiffrar.

---

Vid alla ofvan beskrifna ställen utmärkas de kaleviska skiffrarna af bottenbildningar med mer eller mindre tydliga konglomerat eller ock bildningar, som kunna betraktas såsom prekale-

viskt vittringsmaterial. Emellertid finnes det äfven kaleviska områden, där skiffrarna visa andra gränser.

Redan i trakten W om Nunnanlaks by, där de nyss skildrade karaktäristiska bottenbildningarna uppträda, iakttagas flere, i ung. N—S framstrykande kvartsitryggar, som ligga antingen direkt ofvanpå starkt gneisiga skiffrar eller ock åtföljas af fyllitiska bergarter af en typ, som liknar de kaleviska fylliter och glimmerskiffrar, hvilka dominera i trakterna söderut. I det förra fallet iakttager man på ett par ställen närmast gneisen ett konglomeratlager, som dock väsentligt skiljer sig från de typiska bottenlagren. Det sammansättes nämligen af väl afrundade kvartsbollar, som äro sammankittade af en muskovitrik, finkornigare kvartsitmassa. Huruvida ett äkta konglomerat här föreligger eller om möjligen bildningen, alldenstund den sammansättes af likartadt material, kunde tänkas vara en produkt, uppkommen genom mekanisk sönderslitning af ett kvartsitlager, kan icke afgöras. Af allt att döma kunna dessa bildningar dock icke sammanställas med de typiska bottenkonglomeraten, och det synes redan på denna grund vara sannolikt, att de kvartsiter, som här uppträda, åtminstone icke tillhöra samma lagerserie som kvartsitskiffrarna uti den kaleviska formationens lägsta nivå.

*Kvartsitskifferterrängen W om Juuka kyrkby.*

Detta framgår äfven af flere andra förhållanden. Synnerligen upplysande äro härvid skiffer- och kvartsitterrängerna i Polvijärvi och Petrovaara byar i Juuka socken, 10—30 km W om Juuka kyrkoby (se kartan fig. 9). Trakten från Pielisjärvi ända fram till de här förekommande kvartsit- och fyllitterrängerna intages, såsom tidigare vid skildringen af den ladogiska skifferformationens botten framhållits, af glimmerskiffrar och glimmerskifferartade gneiser, som med ögongneisartade utbildningsformer äro liksom hopvuxna med den granitgneis, hvilken här och hvar sticker fram mellan skifferryggarna och som längre norrut är så godt som helt och hållet blottad från sedimentära bildningar. Genomträngningar af en yngre granit i skiffrarna och granitgneisen äro vanliga och likaså äro stockformiga massor af amfiboliter synnerligen talrika.




Granitgneis.

Glimmerskiffer } Ladogiska.

Ögongneis. } Ladogiska.

Amfibolit i allmänhet.

Serpentin.

Granit (postladogisk).

Ögonskiffer. } Kaleviska.

Konglomerat. } Kaleviska.

Fyllit o. glimmerskiffer.

Kalksten. } Kaleviska.

Kvartsitskiffer, t. e. d. glimmerskifferartad. } Kaleviska.

Muskovitrik kvartsit (kalevisk).

Kvartsit (jatulisk).

Brecciezoner.

Fig. 9.

Bergartskarta öfver en del af Juuka socken. Skala 1 : 200,000.

Denna terräng begränsas i W af flere höga bergryggar, hvilka längst i O äro isolerade från hvarandra, medan de i Polvijärvi och Petrovaara byar äga en sådan ställning till hvarandra, att man redan häraf kan antaga, att de utgöra delar af en sammanhängande skifferkomplex. I stora drag kan man åtskilja fem höjdsträckor, hvilka stryka fram i ung. N—S-lig riktning och afskiljas från hvarandra genom tämligen djupt nedskurna dalsänkor. Längst i O ligger Turunvaara höjd, till hvilken nära ansluter sig Havukkavaara; efter denna följer Timovaara, som sträcker sig fram ända till östra stranden af Juuanjärvi, W om denna åter Juuanvaara, hvilken är den högsta af alla och äfven fortsättes längst norrut; härefter följa Petrovaara och längst i W slutligen Koleevaara.

Hufvudmassan i dessa bergryggar utgöres af kvartsit, som synes intaga en regelbunden lagerväxling med en serie af fyllitiska skiffrar och i dem inlagrade kalkstenar. Alla lagren i komplexen luta härvid åt W. Uti de tre östligaste ryggarna äro de tämligen starkt uppresta, i det att lutningen är 60—65° W, medan de uti de två västligaste, hvilka åtskiljas från de förra genom ett större område af gneisgranit, luta endast 15°—20° W.

I stora drag är lagerväxlingen densamma i alla ryggarna.

I den östligast belägna ryggen, Turunvaara (jmfr. profilen, fig. 10), äro förhållandena något mera invecklade än uti de öfriga. Bergshöjden intages nämligen till öfvervägande del af gneisartade glimmerskiffrar samt mer eller mindre massformiga amfiboliter, som uppträda såsom lagergångar uti de förra. Höjdsträckans södra del äfvensom dess västra sluttningar intagas däremot af en glimmerrik kvartsitskiffer, som växellagrar med fyllitiska, ofta starkt rostiga glimmerskiffrar. Kvartsiten är mestadels finkornig och glasig, ställvis äfven glimmerrik och då vanligen tydligt skiffrig. Gränserna mellan de gneisartade skiffrarna å ena sidan samt kvartsiterna och fylliterna å den andra äro ofta svåra att fastställa. Det ser nämligen ut såsom om de olika skiffrarna vore inveckade i hvarandra och genomdragna af amfiboliter.

Den närmast västerut följande ryggen, Timovaara, som har en större höjd och utsträckning än den föregående, uppbygges däremot till hufvudsaklig del af kvartsit. I O begränsas den af en zon af gneisiga skiffrar, hvilka omväxla med tämligen typiska hornblendegneiser. Denna gräns är jämförelsevis skarp och det förefaller härvid som om kvartsitlagern vore starkt sönderrifna samt uppfyllda med delar af en äldre botten. Uti den glimmerrika kvartsiten, som synes växellagra med smala lager af en ljusgrå, glasig kvartsit, förekomma nämligen talrika, vanligen linsformigt utdragna partier af hornblendegneis, glimmergneis, mer eller mindre massformig amfibolit samt en vresig och starkt skiffrig granitgneis. Dessa äro blandade med hvarandra, men dock i viss grad ordnade, så att fragment af samma bergart förhärska öfver längre sträckor. Sålunda iakttagas i höjdsträckans nordöstra delar hufvudsakligen hornblendegneis- och gneisfragment, medan det granitartade materialet dominerar vid höjdens sydöstra sluttning. Emedan i denna fragmentuppfylda zon såväl fragmenten som själfva kvartsitskiffern äro mycket starkt sönderrifna och veckade, kommer man således lätt på tanken, att denna är en storartad *rifningszon*.

I N slutar Timovaara skarpt vid södra stranden af Polvijärvi sjö, vid hvars norra strand gneisiga skiffrar åter iakttagas. Såsom en fortsättning af höjdens västra sida iakttager man däremot en kvartsitrygg med ett dylikt breccieartadt utseende, som nyss beskrifvits och där således åter förekomma fragment af amfibolit och gneis. En närmare granskning af bergen S om Polvijärvi sjö ådagalägger vidare, att hela kvartsitryggen här är på det starkaste sönderrifven och genomdragen af talrika, äfven vinkelrätt emot ryggens och lagrens strykningsriktning gående, förkastningszoner. Detta ger måhända förklaringen till den tvära afslutningen af kvartsitryggen vid Polvijärvi sjö, i det att kvartsitryggen sannolikt blifvit förskjuten vinkelrätt emot sin längdutsträckning.

Juuanvaara kvartsitrygg åtskiljes från den förra genom en serie af mer eller mindre typiska glimmerskiffrar, uti hvilken ligga

några sig emellan parallela, flere tiotal m mäktiga lager af *dolomitisk kalksten*. De förra äro i allmänhet tydligt veckade, men förete mycket tydlig lagerväxling, visande sig däri att finkorniga, glimmerrika skikt omväxla med fältspatrikare och gröfre. Stupningen af lagren varierar betydligt; sålunda iakttages ställvis en 20° —30° lutning åt W, medan skikten på andra ställen äro uppresta 60°—70°. Kalkstenen är mestadels starkt orenad af strålsten och malakolit, men förekommer dock äfven i tämligen rena lager af än gulhvit, än svartgrå färg. Oaktadt den skarpa skillnaden i färg äger bergarten dock en likformig sammansättning, hvilket framgår af följande af Pönnelin utförda analyser.

| | Hvitgul kalksten. | Svartgrå kalksten. |
|---|---|---|
| CaO . . . . | = 33.52 % | 34.25 % |
| MgO . . . . | = 17.81 » | 15.65 » |
| $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ | = 0.89 » | 1.43 » |
| $CO_2$ . . . . | = 45.97 » | 44.16 » |
| Olöslig del. . | = 1.58 » | 4.32 » |
| | S:a 99.77 » | 99,81 » |

Med glimmerskiffern är kalkstenen på det intimaste sätt förbunden, i det att man mångenstädes ser dem i tydlig växellagring med hvarandra. Dock är skiffern vanligen olika utbildad närmast kalkstenslagren, i det att den är uppfylld med strålsten och pyroxenmineral. Ställvis äro dessa så talrika att skarnlagerartade bildningar uppstått, men vanligen förekomma de endast i sådan mängd, att bergarten rättast rubriceras såsom en hornblendeskiffer. Dessa hornblenderika lager höra otvifvelaktigt ihop med skiffern, ty äfven längre bort ifrån kalkstenslagren växellagra typiska glimmerskiffrar med hornblendeskiffrar. De förra äro vid gränserna mot den hornblenderika zonen rikligt uppfyllda med granat, som förekommer i ända till $^1/_2$ cm långa kristaller, och det är härvid anmärkningsvärdt, att denna granatrika zon blott iakttages på östra sidan af, d. v. s. *under* kalkstenszonen.

Öfver denna glimmerskiffer-kalkstenshorisont, följer en kvartsitskiffer af tämligen rent hvit färg samt karaktäriserad af fram-

trädande muskovithalt. Petrografiskt skiljer sig denna muskovitrika kvartsit väl ifrån de sericitrika kvartsitskiffrar, som iakttagits uti konglomeratterrängen uti Kontiolaks. Den har nämligen en allt igenom kristallin karaktär hvarjämte muskovitfjällen, som i kvartssericitskiffrarna från Kontiolaks äro böjda omkring kvartskornen, ligga utmed bestämdt utpräglade skiktytor, utefter hvilka bergarten klyfves. Bergarten är i allmänhet mycket enformigt utbildad. Den enda omväxlingen är en art af växellagring, som iakttages mellan starkt skiffriga och nästan glasiga kvartsitlager samt fältspatrikare skikt, men någon regelbunden upprepning af dessa kan dock icke skönjas.

Här och hvar iakttagas vidare uti denna lagerföljd stockformiga massor af en ofta rätt tydligt skiffrig amfibolit, som i alla afseenden liknar de amfiboliter, som genomgå de äldre skiffrarna.

I W stupar höjden tämligen brant ned emot ett större område af typisk granitgneis. Det är då anmärkningsvärdt, att kvartsitskiffern, ju närmare gränsen den ligger, blir orenare, och bemängd med amfibolitlinser, gneisartade strimmor, ja t. o. m. kalkhaltiga hornblendegneisliknande flagor, samt att sammanhängande amfibolitlager liksom bilda en gränszon för kvartsitryggen. Samtidigt är kvartsiten äfven starkt uppkrossad, och alldeles nära granitgneisen antager den en breccieartad karaktär, i det att den är uppfylld med granitiskt material.

Äfven i de två västligare belägna höjdsträckorna, Petrovaara och Koleevaara, som åtskiljas från hvarandra genom en mellan sjöarna Kaajonjärvi dch Kuusjärvi gående dalsänka, finna vi en i hufvudsak analog lagerväxling. Dock skilja sig dessa höjder från de föregående genom en framträdande flack lutning hos lagren. Dessa luta nämligen i hela denna trakt endast 10°—30° W och intaga sålunda ofta ett nära på horisontalt läge. Fig. 10 afbildar ett berg, där detta väl framträdar.

Närmast granitgneisen, öfver hvilken dessa skifferkomplexer ligga, finner man antingen en zon af kvartsit eller ock en sådan af glimmerskiffrar och fylliter.

Den förra är då äfven här liksom hopvuxen med granitgneismassivet, så att man icke ute i fältet kan påvisa någon skarp gräns, utan snarare tala om en öfvergång emellan dem. Granitgneisen är nämligen närmare kvartsiten starkt vresig och liksom söndertryckt samt uppfylld med glimmerrika partier af obestämbar karaktär. Slutligen öfvergår den i en kvartsitartad bergart, som äger antydan till brecciestruktur, i det att fragmentartade



Fig. 10.
Flackt lutande kvartsitlager i Petrovaara by i Juuka socken.

granitiska partier i oredig blandning ligga inbäddade i en kvartsfältspatmassa med en viss klastisk karaktär. Denna åter blir småningom fältspatfattigare och öfvergår slutligen i en typisk kvartsitskiffer, hvilken ställvis är rätt rik på en ljusgrön strålsten.

Denna kvartsitzon öfverlagras af glimmerskiffrar och fylliter, hvilka ofta äro rätt hornblenderika. Petrografiskt öfverensstämma de med de kalkstensförande skiffrarna på östra sidan af Juuanvaara och de ansluta sig ytterligare till dessa däri, att de äfven föra ett af malakolit och strålsten orenadt lager af dolomitisk kalksten. Liksom i Juuanvaara ligger kalkstenen midt uti skifferzonen, på ömse sidor omgifven af strålstensskiffrar, hvilka

ofta föra granat. Den visar sig härvid tydligen vara *yngre än en glasig kvartsit,* alldenstund den innehåller skarpkantiga fragment af en sådan bergart. Men medan uti Juuanvaara sannolikt förekomma flere skilda kalkstensbäddar synes här blott finnas en enda. Kalkstenen är visserligen iakttagen på flere skilda ställen äfven i riktning vinkelrätt emot strykningen, men på grund af den flacka lutningen kan man antaga att de skilda fyndigheterna höra till samma lager.

Efter eller rättare ofvanpå denna kalkstensförande skifferzon följer slutligen liksom i Juuanvaara en kvartsitskiffer, som med flack lutning är utsträckt öfver en rätt vidsträckt areal.

I den västligaste ryggen hafva vi fullständigt samma lagerföljd. Lägst en breccieartad kvartsitzon, däröfver en kalkstensförande skifferzon och öfverst kvartsitskiffer. I W gränsar ryggen emot en af starkt veckade glimmergneiser intagen terräng, där äfven en yngre granit uppträder, som icke allenast genomgår gneiserna, utan äfven de amfibolitiska gångarna i dem. Vid bergryggens sydvästra sida iakttages då här *under kvartsitskiffern* ett mindre fält af glimmerskiffrar, uti hvilka ett typiskt *bottenkonglomerat* anträffas. Detta liknar fullständigt skifferkonglomeraten i Kontiolaks och innehåller en mängd afrundade och starkt söndertryckta fragment af granitgneis. Dessa äro störst lägst ned och blifva allt mindre högre upp i skifferlagret, där de slutligen försvinna, samtidigt som skiffern blir allt muskovitrikare och i viss mån kvartsitisk.

Försöker man öfverblicka lagringsförhållandena i nu skildrade terräng, så finner man sålunda närmast den granitiska eller gneisiga berggrunden, som tydligen representerar bottnen för skiffrarna, en zon af starkt sönderrifna, breccieartade kvarsitlager, hvilka ofta omväxla med fyllit; därefter följer en zon af glimmerskiffrar och fylliter med inbäddade dolomitiska kalkstenar och så slutligen en mäktig serie af muskovitrika, kvartsitskiffrar. Om man undantager de västligaste ryggarna, där konglomerat anträffats, saknas således typiska bottenbildningar inom denna terräng. Detta är en viktig skillnad, då man jämför dessa skifferzoner med

de tidigare af konglomeratlager utmärkta skifferterrängerna. Men äfven den petrografiska byggnaden uti dessa skifferryggar är i väsendtlig mån afvikande från de sistnämda. Främst framträder den i viss mån gneisiga karaktären af den ofvanpå de brecciartade kvartsiterna följande skifferzonen samt förekomsten af jämförelsevis mäktiga kalkstenslager i denna. Frånsedt den kalkspatsuppfyllda breccian vid Pöhöniemi i Sotkuma by, på västra sidan af granitmassivet vid Vaivio, har man nämligen ingenstädes i de söderut förekommande kaleviska skifferområdena iakttagit dylika inlagringar. En annan skillnad ligger uti förekomsten af mäktiga kvartsitskifferlager ofvanpå den fyllitiska zonen. Äfven dessa saknas i terrängen söderut. Slutligen framstår ytterligare som en olikhet den jämförelsevis stora mängden af amfibolitiska lager och stockar, som finnas såväl i glimmerskifferzonen som i de däröfver följande kvartsitlagren.

Man frågar då, om icke på grund af dessa olikheter dessa skiffrar och kvartsitaflagringar geologiskt skulle kunna afskiljas från skiffrarna i Kontiolaks och i trakten söderut. På grund af hittills kända förhållanden är detta dock åtminstone tillsvidare icke görligt, utan fastmer tala flere förhållanden för, att dessa terränger geologiskt höra ihop. Främst framgår detta däraf, att de skiffrar, som i Nunnanlaks by åtföljas af utpräglade bottenbildningar och hvilka utgöra de nordligaste delarna af skifferterrängen W om Höytiäinen sjö, i själfva värket sträcka sig fram till dessa trakter, ehuru de vanligen uppträda i smala lager, som tydligen äro inveckade i en äldre skiffergrund. Vidare tala äfven förekomsten af, låt vara endast undantagsvis iakttagna, typiska bottenkonglomerat samt af bottenbildningar, som kunna likställas med de fältspatrika förvittringsprodukterna i Nunnanlaks och Kontiolaks, för att åtminstone glimmerskiffrarna med deras kalkstenar höra till den kaleviska komplexen.

Afsaknaden af bottenlager på sådana ställen, där man skulle hafva skäl att anträffa dylika, måste således bero på andra orsaker.

Såsom vi sett, karaktäriseras de östligare belägna kvartsit-

skifferryggarna af tydliga rifningszoner i synnerhet på sådana ställen, där skiffrarna stöta emot granit- eller gneisbottnen. Därjämte äro skiktena betydligt starkare uppresta än i de västligare ryggarna. Jämte de rifningszoner, som äro utsträckta i samma riktning, som skifferryggarna, iakttagas tydliga breccior äfvensom förskjutningsklyftor, hvilka gå i en riktning, i det närmaste vinkelrätt emot strykningen. Dessa förhållanden tala sålunda tydligt för, att starka förskjutningar af berggrunden i denna trakt ägt rum. Den öfverensstämmande lagerföljden i de skilda ryggarna talar vidare för, att de genom granitgneisområden från hvarandra åtskilda kvartsitterrängerna utgöra delar af en ursprungligen sammanhängande lagerkomplex, ehuru vi icke här hafva att göra med enkelt hopveckade skikt, utan med starkt öfverskjutna delar af sammanhängande lager. De två västligaste ryggarna, där lagren ligga närapå horisontalt och där äfven typiska bottenbildningar mot graniten förekomma, synas dock härvid vara endast obetydligt förskjutna emot hvarandra. I motsats härtill synes Juuanvaara kvartsitrygg vara relativt kraftigt förskjuten under den västligare granitterrängen, hvarvid förskjutningszonen utmärker gränsen mellan kvartsitryggen och graniten, ty de båda bergarterna äro här starkt deformerade och uppkrossade.

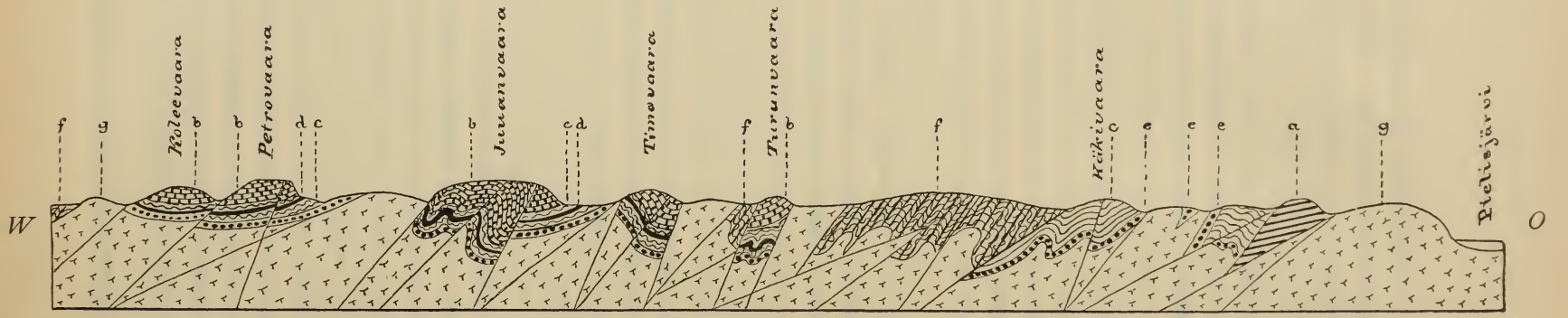
Man vore i första ögonblicket benägen att antaga, att hela lagerkomplexon i denna rygg vore upprest, alldenstund förskiffringen af berggrunden tyder på en 60°—70° W-lig lutning af skikten. Emellertid tala andra omständigheter för, att förskiffringen här icke sammanfaller med skiktningen. På flere ställen vid kalkstenslagren på östra sidan af höjden luta nämligen skikten jämförelsevis flackt (30°—40° W), ehuru skiffrigheten är 60° —70° W. Vidare är det påfallande, att amfibolitstockarna äro allmännare på sluttningarna af höjden än i dess högre delar. Emellertid uppträda dessa basiska bergarter städse såsom lagerartade gångar uti kvartsiterna, utan att öfvertvära skikten. Man frågar då, hvarför de här skulle uppträda särskildt talrikt i lagerföljdens liggande och hängande, medan de äro sällsynta i dess midt. Granska vi förhållandena uti de västligare ryggarna, där

lagren ligga nästan horisontalt, så finna vi äfven här ryggarnas kammar fria från amfiboliter, medan de framträda på flere ställen vid sluttningarna. Detta har tydligen här sin orsak däri, att de uppträda såsom konkordant mellan lagren liggande gångar.

Denna öfverensstämmelse i afseende å amfibolitstockarnas anordning i de skilda ryggarna, skulle då måhända få sin förklaring däri, att kvartsitlagren uti Juuanvaara icke luta så starkt som skiffrigheten antyder, och att vi således äfven här hafva att söka komplexens hängande i ryggens öfre delar, icke längs dess västra sluttning. Är detta antagande riktigt, erhåller man samtidigt en enkel förklaring till det annars svårbegripliga förhållande, att vid Juuanvaaras södra ända (vid SO stranden af Aisusjärvi) äfven förekomma kalkstens- och skifferlager, som under 40° lutning åt SW öfverlagras af kvartsit, i ty att de lägre delarna af ryggen äfven här skulle representera en lägre nivå i lagerföljden. Enligt denna uppfattning vore Juuanvaara kvartsitskifferzon således i sin västra del nedsänkt, medan den tillstötande granitgneisen intager en öfverskjuten ställning till skifferkomplexen.

I de närmast W om Juuanvaara belägna ryggarna är det svårare att angifva läget af de värkliga skiktytorna, då olikartade lager här äro mindre allmänna, och emedan till den N—S-liga förskiffringen adderar sig en förskjutning i NO—SW. Dock synas förhållandena uti Timovaara, där smala lager af kalksten iakttagits vid västra sluttningen af höjden, tala för, att förhållandena åtminstone i det närmaste äro analoga med dem i Juuanvaara. De synnerligen mäktiga N—S-liga brecciezonerna tyda likväl samtidigt på, att öfverskjutningarna här varit ännu större än i de västligare ryggarna.

*Den parallela anordningen af dessa kvartsitryggar skulle således vara betingad af en veckbildning och härmed hand i hand gående öfverskjutningar, hvarvid förskjutningsaxlarna i hufvudsak sammanfallit med dem för vecken.* I de östliga delarna af terrängen hafva förskjutningarna härvid varit kraftigare än i de västliga, och skiffrarna äro därför i de förra starkare sönderrifna och längre inskjutna mellan bottenlagren. Häri ligger således sanno-




*a)* Klastisk kvartsit (jatulisk), *b)* Kvartsitskiffer (kalevisk), *c)* Fyllit (kalevisk), *d)* Dolomitisk kalksten (kalevisk), *e)* Konglomerat och bottenskiffrar (kaleviska), *f)* Glimmerskiffer (ladogisk), *g)* Granitgneis.

Fig. 11.

Schematisk profil genom skifferterrängen i Juuka socken.
Längdskala 1 : 150,000.

likt orsaken till att typiska bottenlager saknas i dessa delar af lagerkomplexen, i det att dessa antingen äro förskjutna in under den nuvarande bergytan eller ock äro så sönderrifna, att deras bottenkaraktär icke mera kan konstateras. Ofanstående schematiserade profil, som tänkes dragen tvärs genom lagren från Pielisjärvi strand emot den ladogiska terrängen i Kaavi, åskådliggör denna uppfattning af lagerförhållandena.

Det har framhållits, att en af de viktigaste olikheterna mellan dessa kaleviska skifferkomplexer och de östligare belägna ligger däri, att *ofvanpå* den relativt föga mäktiga kalkstensförande skifferzonen ligger en så mäktig serie af kvartsitskiffrar. Man frågar sig då, om möjligen dessa kvartsitskiffrar genom diskordans äro åtskilda från de underliggande glimmerskiffrarna och fylliterna. På flere ställen ser det i själfva verket ut, som om detta vore fallet. Icke allenast i nyss skildrade trakt, utan äfven i Nunnanlaks omnejd, där genast W om konglomeratfälten kvartsitryggar uppträda, öfverlagrar nämligen kvartsiten ofta direkt granitgneisen, och det framgår härvid med full säkerhet, att dessa kvartsitlager icke äro identiska med de, som underlagra fylliten, ty t. ex. i Juuanvaara, där kvartsiten vid ryggens sydöstra sluttning öfverlagrar skiffrarna, ligger den vid höjdens norra delar direkt öfver granitgneis.

Emellertid uppvägas dessa skäl, som tala för en diskordans af andra, på grund af hvilka man åtminstone icke tillsvidare är benägen att sönderdela dessa skiffrar i skilda afdelningar.

Ett af dessa är, att man på en hel mängd ställen anträffar dylika kombinationer af fyllitiska skiffrar med öfverlagrande kvartsiter, samt att man stundom härvid kan iakttaga förmedlande öfvergångar mellan fylliterna och kvartsiten.

*Pisa kvartsitområde.*

I detta hänseende är ett mindre område på östra sidan af Syväri sjö i Nilsiä socken, där *Pisavuori* höjd fått rykte för sin vida utsikt, mycket upplysande. I en terräng, som uppbygges af glimmerskifferartade gneiser och granitiska bergarter (fig. 12), ligger här ett litet, väl begränsadt område af fylliter och kvartsiter, hvilka tydligen äro *yngre* än de omgifvande skiffrarna, all-

denstund i dessa icke iakttagits genomträngningar af granit, medan dylika äro mycket allmänna i de närliggande glimmerskiffrarna och granitgneisen. Sålunda är det exempel på flere gångsystem, som finnes afbildadt i fig. 1 sid. 29, just taget från denna trakt. I de östra delarna af detta område iakttages en serie af tydligt skiktade sönderrostande skiffrar. Denna zon afgränsas tämligen skarpt mot den österut tillstötande, ofta ögongneisartade skiffern. Till sin petrografiska natur öfverensstämma dessa bergarter närmast med de fyllitiska skiffrar, som förekomma i Petrovaara—Juuanvaara kvartsitterrängen och som här och hvar iakttagas äfven inom de stora skifferområdena i Kontiolaks och Kiihtelysvaara.

Dessa rostiga skiffrar synas vara på det intimaste sätt förförbundna med en serie af gråfärgade, synnerligen muskovit- och ofta äfven magnetkisrika kvartsitskiffrar. I synnerhet i skifferzonen nordvästra delar finner man nämligen en tydlig växellagring mellan dessa bergarter, hvarvid de skilda lagren ofta så jämnt omväxla med hvarandra, att man har svårt att bestämma, hvilkendera bergarten som är den dominerande. Denna omväxling af kvartsit- och fyllitskikt upphör dock i allmänhet ganska plötsligt; västerut i området förhärskar nämligen den gråfärgade kvartsiten.

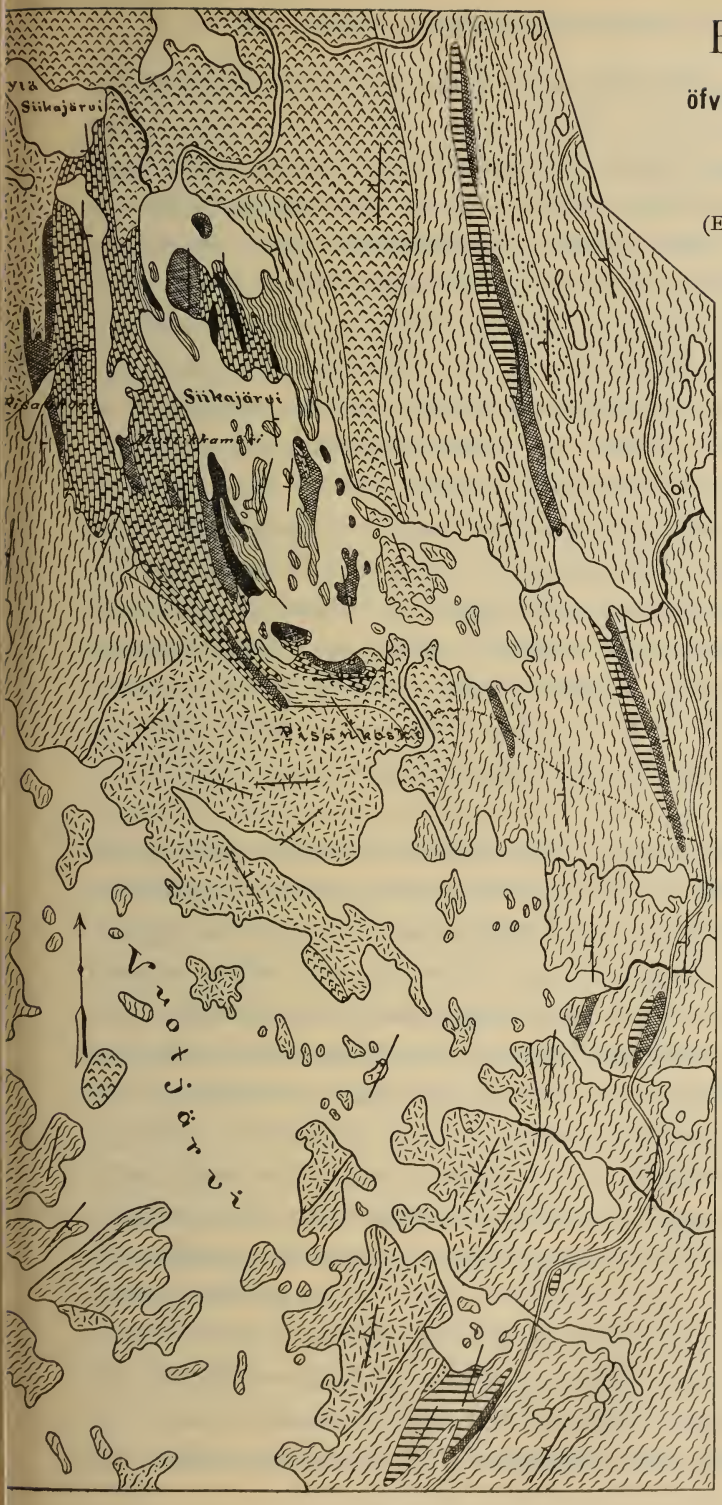
Gränszonerna mellan skifferbergarterna äro dock äfven anmärkningsvärda däri, att här anträffas flere sig emellan parallela och ställvis rätt mäktiga lager af *dolomitisk kalksten.* Kalkstenen är såväl till sammansattning som utseende lik den finkorniga, svartgråa arten i kalkstenszonen på östra sluttningen af Juuanvaara. Liksom denna är den starkt orenad af glimmerskifferstrimmor och åtföljes af amfibolitiska gränslager. Oregelbundet formade strimmor och knölar af malakolit samt ett asbestartadt hornblende äro mycket vanliga. Den egentliga skillnaden emellan dem ligger i förekomstsättet. Medan Juuanvaarakalkstenen ligger midt uti glimmerskifferzonen, är den här omgifven af den glimmerrika kvartsitskiffern. Att dock äfven kalkstenslagren icke äro alldeles främmande för de nära intill liggande skiffrarna framgår af förekomsten af skifferpartier uti dem äfvensom däraf,

att skiffern på några ställen i närheten af kalkstenen är uppfylld med granat.

Från denna kalkstens-kvartsitskifferzon skiljer sig tämligen skarpt områdets östligaste del, där Pisa rygg höjer sig öfver hela omgifningen. Denna uppbygges nämligen af en nästan mjölkhvit kvartsitskiffer af medekornigt gry. Makroskopiskt utmärkes denna kvartsit främst genom en mindre framträdande glimmerhalt och en i allmänhet »grynigare» struktur än den gråa kvartsitskiffern äfvensom därigenom, att den inom vissa delar är rätt fältspatrik, hvarigenom den äger ett nästan *arkosartadt* utseende. Ställvis är den rik på kvartsdruser, hvilka stundom äro så stora, att de bilda gråttliknande hålor i berget. En mikroskopisk granskning visar dock, att äfven denna kvartsit står den gråfärgade och starkt skiffriga synnerligen nära. Strukturen är nämligen allt igenom kristallin, hvarvid kvartskornen äro tämligen ekvidimensionala och intimt hopväxta med hvarandra. Äfven muskovit förekommer i stor mängd och är anhopad längs skiktfogarna, så att bergarten lätt lossnar efter dessa. Den mest framträdande olikheten ligger i den så godt som fullständiga afsaknaden af det mörka mineralstoft, sannolikt till största delen kismineral, som är så rikligt kringströdt i den gråa kvartsiten.

Gränsen emellan dessa kvartsitarter är emellertid mycket bestämd. Den utmärkes nämligen af en klyfta, som representeras af den långa sjön Valkeinen och en härifrån i sydlig riktning strykande dalsänka. Man vore således benägen att antaga, att den arkosartade kvartsitskiffern utgör ett skildt led uti kvartsitskifferaflagringarna.

Af det anförda framgår, att lagerföljden inom detta område är så godt som fullständigt analog med den inom de tidigare skildrade kalkstensförande kvartsitterrängerna i Juuka socken, och denna likhet ökas ytterligare däraf, att såväl de fyllitiska som de gråa kvartsitskiffrarna på en mängd ställen i strykningsriktningen genomdragas af mer eller mindre förskiffrade amfiboliter.




# Bergartskarta

## öfver skifferområdet kring Pisavuori i Nilsiä.

(Enligt W. W. Wilkman).

Skala 1 : 100,000.

- Kvartsitskiffer
- Dolomitisk kalksten.
- Fyllit.

Kaleviska.

- Amfibolit af olika åldrar.
- Glasig kvartsit. (ladogisk).
- Ådergneis.
- Yngre granit.
- Glimmerskiffer o. gneis.
- Ögongneis.

Ladogiska.

- Granitgneis.
- Strykning och stupning.

Fig. 12.

Man frågar då, hvad utgör botten och hvad taket i denna formation?

I stora drag stryka de olika skiffrarna i denna komplex tämligen konformt i SSO—NNW med 60°—70° lutn. åt WSW. I områdets östra delar, där den kalkstensförande zonen finnes, äro förhållandena dock så till vida omväxlande, att en ytterst flack lutning af skiktena ofta plötsligt afbrytes af en i det närmaste vertikal. Äfven strykningen är då varierande. Sålunda finner man t. ex. vid södra stranden af Siikajärvi sjö kvartsitlager, som stryka i ung. O—W, d. v. s. nästan vinkelrätt emot ryggarnas hufvudriktning, medan lutningen är ung. 20° N. Men genast N härom äga de starkt uppresta skikten åter N—S-lig strykning. Dessa förhållanden tala otvifvelaktigt för att starka förskjutningar här förekommit, och man kan därför icke utan vidare antaga, att det flacka läget hos en del af skikten skulle tala för en normal ställning hos lagren. I själfva värket synas skiffrarna här vara starkt hopveckade och förskjutna, hvilket bl. a. stödes däraf, att lutningen hos hvarandra nära liggande lager stundom är alldeles olika.

Några fullt tydliga bottenbildningar anträffar man tyvärr icke i denna trakt. Dock tala förhållandena tämligen enstämmigt för, att de östra delarna af skifferkomplexen representera de lägsta delarna i densamma. På par ställen ser man nämligen närmast gneisen lager af en grå, oftast magnetkisrik kvartsitskiffer, som företer en stor likhet med de smala kvartsitlagren närmast granitgneisen uti massivet vid Vaivio, som tidigare beskrifvits (s. 69). På en af holmarna nära östra stranden af Siikajärvi är detta lager äfven breccieartadt och efterföljes af smala linsformiga kalkstenslager, som ligga i kvartsitartad skiffer. Detta skulle sålunda möjligen tala för att de lägsta lagren i denna serie utgöras af kvartsitaflagringar, på samma sätt som i de föregående terrängerna. Ofvanpå dessa följa de fyllitiska skiffrarna samt i växellagring med dem de gråa kvartsiterna och kalkstenslagren. Öfverst ligga slutligen de ljusa, arkosartade kvartsitskiffrarna,

Hela denna serie, begränsas i W af gneisiga skiffrar och

en granitgneis, hvilka äro upptornade mot krönet af Pisa kvartsitrygg, minst 100 m. högre än de skiffrar, som ligga mot gneisen på motsatta sidan af sjön. Redan detta talar sålunda för att den *västerut liggande terrängen är skjuten öfver kvarsitserien.* En granskning af gränsförhållandena styrker detta antagande. På par ställen vid västra gränslinien af kvartsitryggen anträffar man nämligen *brecciеartade* bildningar, där kvartsiten är ytterst oren och uppblandad med flagor af gneis, hvarjämte kilformiga partier af granitgneisen skjuta in uti kvartsitskiffern.

Dessa exempel på områden, där fyllitiska skiffrar åtföljas af kvartsitskiffrar, kunna ytterligare ökas. Såväl i trakten västerut som norrut härifrån finnas på en mängd ställen kvartsitryggar och vid dem anträffar man ofta äfven de omnämnda fylliterna. Vid flertalet af dessa förekomster kan man då äfven bevisa, att hela skifferserien är på det kraftigaste hopskjuten emot de tillstötande äldre bergarterna, ty brecciеartade bildningar finnas vanligen vid gränserna.

*Kvartsitkonakten i Nilsiä kyrkby.*

Ett af de vackraste exemplen i den vägen finna vi vid Kinahmi ansenliga kvartsitrygg, på västra sidan af Syväri sjö i Nilsiä kyrkoby, som framstryker i N—S-lig riktning utan större afbrott under en sträcka af c. 30 km. Lagringsförhållandena äro analoga med dem i Pisa området, i det att fyllitiska, ofta granatförande skiffrar samt kalkstenar anträffas under kvartsitlagren. Emellertid äro dessa här fullständigare dolda under kvartsiterna än i Pisa området, och man kan därför endast på ett par ställen iakttaga dem i beröring med hvarandra. Hufvudintresset länkar sig dock vid de högst karaktäristiska gränsföreteelser, som iakttagas längs västra sluttningen af kvartsithöjden. Hela skifferkomplexen lutar nämligen här emot en af pegmatitgranit rikligt genomdragen granitgneis, som än har ett skiffer- än ett granitartadt utseende.

Vid ett af de iakttagna ställen gränsa härvid fyllitiska skiffrar af alldeles dylikt utseende som i Pisa området, vid ett annat åter en ytterst skiffrig kvartsit, direkt emot granitgneisen. Men oberoende häraf visar denna en alldeles likartad karaktär

vid gränsen, i det att den där är ytterligt skiffrig samt uppfylld med amfibolitstycken. Alldeles tätt intill kvartsiten är bergartens struktur så deformerad och bergarten så genomdragen af förkastningssprickor, att hela gränszonen har ett brecciеartadt utseende. Men äfven kvartsiten och de i denna liggande amfiboliterna förete samma karaktär. Vid gränsen emot granitgneisen är kvartsiten nämligen så sönderbräckt och därjämte så uppfylld med fältspat, att man har svårt att angifva den omedelbara kontakten. Äfven amfibolitgångarna, som alla löpa parallelt med hvarandra och gränsen, äro så fullständigt förskiffrade, att de icke kunna skiljas från hornblendegneiserna i typiska gneisterränger. Längre inåt kvartsitryggen aftager skiffrigheten i någon mån, så att kvartsiten småningom erhåller det karaktäristiska utseende, som kännetecknar bergarten i Pisa- och Juuanvaaraterrängerna. I de västligaste delarna af ryggen är den fältspatrik på samma sätt som i den västligaste ryggen i Pisa. I samma riktning förändrar sig äfven amfiboliten. Ju längre från gränsen denna ligger uti kvartsiten, desto massformigare utseende äger den, och i några stockar, som ligga ungefär midt uti kvartsitterrängen, har den en nästan gabbroid struktur.

Förhållandena här visa sålunda tydligare än annorstädes en tilltagande skiffrighet hos kvartsiten vid gränsen emot granitgneisen samt vidare en synnerligen stark uppkrossning äfven af den senare närmast kontakten. Äfven här är således kvartsitryggen sannolikt skjuten öfver den underliggande bottnen, hvarvid de båda bergarterna blifvit brecciеartadt uppkrossade vid gränsen. En framträdande kaolinisering af fältspaten och stor muskovitmängd uti de delar af granitgneisen, som ligga kvartsiten närmast, tala dock möjligen för, att vi uti dessa delar hafva förvittrade ytpartier af den kaleviska bottnen. Å andra sidan är det tydligt, att kvartsitskiffrarna icke hvila direkt på sitt bottenlager. Konglomeratbäddar eller ock skiffrar, som kunde tydas såsom förvittringsprodukter, på samma sätt som i Kontiolaks och Nunnanlaks, saknas nämligen här. Tager man hänsyn till det brecciеartade, sönderslitna utseendet hos gränsdelarna, så är dock frånvaron

af typiska bottenlager just vid dylika ställen förklarlig. Det är nämligen tydligt, att gränsen mellan de båda bergartsformationerna är en förkastningslinie, utefter hvilken kvartsiten och de under denna liggande skiffrarna blifvit åtminstone i viss mån skjutna öfver den underliggande bottnen. Ifall en gång bottenlager här funnits, skulle dessa då sannolikt under förskjutningsprocessen hafva blifvit mer eller mindre fullständigt bortslitna. Att så värkligen skett, därför talar det redan framhållna faktum, att på en del ställen kvartsiten, på andra de under denna liggande fylliterna ligga emot granitgneisen.

Såsom tidigare sades äro dessa, till hufvudsaklig del af kvartsit bestående ryggar rätt allmänna i dessa delar af landet. De ligga dock härvid ofta tämligen isolerade ifrån hvarandra, och man har därför svårt att geologiskt binda dem ihop, i synnerhet som de ofta äro brant afskurna vid ändorna. Stundom synes detta dock med viss sannolikhet kunna göras. Sålunda utgör den 17 km. långa kvartsitryggen, »Keyrytynmäki», på västra sidan af Keyrytynjärvi i Nilsiä, högst sannolikt en fortsättning af Pisa kvartsithöjd och på samma sätt äro de höga kvartsitkullarna SO om Vaikonjärvi i Juuka direkta fortsättningar af Juuanvaara bergsrygg. Däremot är man osäker om, till hvilken serie af dessa kammar de enstaka kvartsithöjderna i norra Rautavaara skola föras. Att de höra till de kaleviska kvartsiterna torde icke vara något tvifvel underkastadt, då de städse hafva samma petrografiska typ och öfverallt ligga *öfver* den af granitgångar genomdragna gneisiga berggrund, som intagar hela den trakt, som ligger NW om Pielisjärvi sjö, och hvilken tämligen tvärt afbryter de större kaleviska områdena.

Emellertid synas de kaleviska aflagringarna efter detta afbrott ånyo uppträda på norra sidan af vattendelarn mellan södra och norra Finlands sjösamlingar. I västra delen af Sotkamo socken anträffas nämligen åter dylika bergarter uti rätt storartad utbredning. Tyvärr äro dessa trakter ännu endast obetydligt kända i geologiskt hänseende, så att en riktig begränsning af dessa områden icke för närvarande kan angifvas. Uti en mindre terräng,

S om Nuasjärvi, som blifvit utförligare undersökt, äro förhållandena dock så upplysande, samt därjämte så kompletterande mina iakttagelser i söderut belägna terränger, att jag icke kan undgå att här beröra dem.

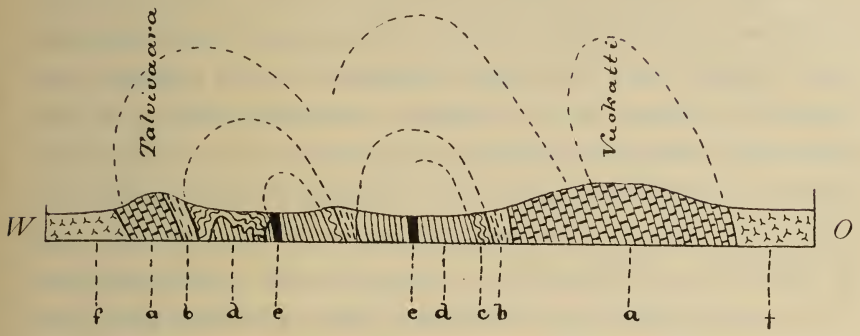
*Kvartsitområden i Sotkamo.*

Från SW ändan af Nuasjärvi sjö sträcker sig en väldig kam af kvartsit i N—S-lig riktning in mot vattendelaren och är härvid, i synnerhet i sina norra delar, upptornad till en för sydfinska förhållanden ansenlig höjd, hvars nordligaste del, *Vuokatti,* är känd för sina vida utsikter. Trakten O om kammen är ett morasfylldt landskap och intages, så vidt man af jämförelsevis få observationer kan sluta, af en med gneis- och skifferstrimmor uppfylld granit, som petrografiskt öfverensstämmer med den strimmiga, sannolikt yngre graniten i Nurmes och Pielisjärvi. Trakten W om höjden är likaså lågländ, men genomdrages af tvänne högre, i NW—SO löpande ryggar, Soppenvaara och Talvivaara. Äfven dessa uppbyggas af kvartsit. I petrografiskt hänseende öfverensstämmer bergarten, i synnerhet i de två sistnämnda, fullständigt med kvartsiten i Nilsiä och Juuka, i det att den är en muskovitrik kvartsitskiffer, som ställvis är starkt uppblandad med fältspat. I själfva Vuokatti är bergarten åtminstone i vissa delar glimmerfattigare och finkornigare samt liknar i någon mån yngre kvartsiter.

Lagerföljden i denna terräng är, i fall man utgår från O mot W följande, (jmfr. fig. 13).

Längst i O granitiska bärgarter, därefter Vuokatti kvartsitrygg, som här och hvar genomdrages af starkt skiffriga amfiboliter, så en terräng af typiska glimmerskiffrar med genomträngningar af en röd granit samt flere sig emellan parallela stockar af starkt ombildade olivinstenar och serpentiner. Därefter följer en zon af glasiga, blåfärgade kvartsiter, som visa en tydlig växellagring med ytterst kisrika, rostiga samt ofta grafitförande fylliter. Följer så en terräng, där de sistnämnda bergarterna helt och hållet dominera, därefter åter en zon med blågråa glasiga kvartsiter. Dessa växellagrar slutligen med de muskovitrika

kvartsitskiffrarna och dessa gränsa emot en starkt gneisig och sönderrifven granitgneis.




*a*) Hvit kvartsitskiffer (t. e. d. arkosartad). } kaleviska.
*b*) Blågrå glasig kvartsit.
*c*) Fyllit.
*d*) Glimmerskiffer. } ladogiska.
*e*) Serpentin och olivinsten.
*f*) Granitgneis.

Fig. 13.

Schematisk profil genom Vuokatti kvartsitskifferterräng.

Det första, som faller i ögonen, är olikheten i lagrens lutning i jämförelse söderut liggande trakter. Medan i dessa skiffrarna öfverallt luta åt W, iakttager man här en östlig lutning af skikten. I de västra delarna af terrängen är denna i medeltal 60°; i de östra stå skikten i det närmaste vertikalt. Denna lutning är dock icke ensam härskande; i de västligaste delarna af Talvivaara höjd, ser man nämligen jämte den östliga stupningen en sådan åt W, och i Vuokatti iakttages äfven en dylik. Redan detta talar sålunda i viss mån för, att denna afvikande ställning hos skikten vore orsakad af lokala förhållanden.

Försöker man här klargöra lagringsförhållandena, så synes det vara tydligt, att den längst i O liggande zonen af glimmerskiffrar genom diskordans måste vara skild från de kolrika fylliterna och äldre än dessa, hvilket framgår däraf, att de förra

genomträngas af granit. Denna genomträngning synes till och med hafva gifvit upphof till ådergneisartade bildningar, ty i närheten af Nuasjärvi södra strand finnas hällar af en dylik bergart. Yngre än glimmerskiffrarna äro de fyllitiska skiffrarna och de kvartsiter, som växellagra med dem. Petrografiskt öfverensstämma dessa skiffrar med de rostiga skiffrarna från de kaleviska terrängerna i trakten W om Pielisjärvi. Hvilken ställning de blåa kvartsiterna intaga till fylliterna framgår däremot icke fullt tydligt. Att dessa kvartsiter i W växellagra med såväl fylliterna som de hvita kvartsitskiffrarna tyder på, att de bilda en öfre nivå uti fyllitserien, ett antagande som styrker däraf, att i en kvartsitrygg N om Vuokatti dylika kvartsiter med jämförelsevis flack lutning ligga *öfver* fyllitiska skiffrar.

För detsamma talar äfven den omständigheten, att uti fyllitzonen på ett par ställen iakttagits ryggar af såväl en starkt sönderkrossad granitgneis, som en vresig, gneisartad skiffer, mot hvilka fylliten stöter med skarpa gränser. Dessa delar, som tydligen tillhöra underlaget, hafva således sannolikt under veckningen blifvit uppskjutna emellan skiffrarna, hvilkas botten därför vore af fyllitisk natur.

Ifall detta är fallet, skulle vi således här hafva en lagerföljd, som närmast kunde jämföras med den i skifferterrängen i Pisaområdet i Nilsiä, där öfver fylliterna följer en serie af starkt skiffriga gråa kvartsiter, som skarpt skilja sig från de öfverst liggande hvita kvartsiterna (jmfr. s. 104—109).

Men detta område, hvars alla detaljer först efter mera ingående undersökningar kunna klargöras, äger sitt största intresse däri, att man här kan väl utdissekera de äldre glimmerskiffrarna från de fyllitiska bergarterna. Detta till stor del tack vare den petrografiska olikhet dessa skiffrar visa, hvilken gör, att äfven där bottnen synes vara inveckad i den yngre formationen, gränserna i många fall kunna angifvas.

Den diskordans, som förefinnes emellan glimmerskifferformationen och fyllit-kvartsitformationen, bevisas dock äfven af andra omständigheter. Hela den trakt, där glimmerskiffrarna upp-

träda, är nämligen förskiffrad i ung. N—S-lig riktning, medan fylliterna och kvartsiterna stryka i N 30°—40° W, således tvänne från hvarandra tämligen starkt afvikande riktningar. Vidare uppträda de i annat sammanhang förut omnämnda serpentin- och olivinstenarna här blott i glimmerskifferterrängen, hvarvid de visa sig vara på ett så genomgripande sätt förändrade, att man endast på få ställen kan konstatera deras ursprungliga natur (jmfr. s. 51). I sina öfversta delar samt längs sidorna äro, i synnerhet de närmast fyllitzonen liggande stockarna, så uppfyllda med karbonatmineral och talk, att bergarten erhållit ett täljstensartadt utseende. Såsom tidigare anförts är denna karbonatbildning sannolikt en produkt af bergartens förvittring.

*Kisbildningens geologiska ålder.*

Man kunde då måhända framkasta den förmodan, att denna genomgripande ombildning af bergarten försiggått efter det de fyllitiska skiffrarna och kvartsiterna aflagrats. Detta motsägas dock af vissa förhållanden. Alla dessa fylliter äro, såsom anförts, synnerligen rikligt sönderrostade, något som i allmänhet icke är fallet med de här uppträdande glimmerskiffrarna. Denna sönderrostning orsakas utan tvifvel af en oxidation af magnet- och svafvelkis, af hvilka den förra finnes synnerligen ymnigt i skiffern. Ifall den förvittring, som åstadkommit karbonatbildningen, skulle hafva försiggått efter fyllitaflagringarna, skulle utan tvifvel rostbildningen i skiffrarna äfven hafva skett samtidigt, och serpentinbergarterna skulle således vara uppfyllda med rostig substans. Detta är dock i allmänhet icke fallet. Däremot äro i synnerhet de starkast förvittrade delarna af serpentinen synnerligen rika på magnetkis. Men det visar sig härvid, att detta mineral bildadts efter det karbonatmineralen i serpentinen uppstått, *ty dessa genomdragas längs spjälkningsytorna af fina magnetkisådror.* Det är således tydligt, att karbonatbildningen föregått den af magnetkis, och man kommer därför till slutsatsen, *att magnetkisen i skiffern måste hafva bildats efter det serpentinerna karbonatiserats, m. a. o. olivinstenen har ombildats till täljsten, förr än fylliterna aflagrats.*

Det sades, att den östliga lutningen hos skiffrarna i denna trakt möjligen kunde bero på lokala orsaker, och som stöd härför

anfördes, att en antydan till västlig lutning iakttages i de yttersta kvartsitryggarna, Talvivaara och Vuokatti. Ett ytterligare skäl för detta antagande finnes däri, att dessa kvartsitryggar sannolikt träffats af förskjutningar, som haft en fullständig förändring af kvartsitryggarnas ursprungliga riktning till följd. Detta framgår tydligast däraf, att Vuokatti rygg plötsligt upphör vid östra stranden af Nuasjärvi, där den begränsas af en annan mäktig höjd, Naapurinvaara, hvilken stryker i en nästan vinkelrätt riktning emot Vuokatti, d. v. s. i WNW—OSO. Det oaktadt består Naapurinvaara af liknande bergarter som Vuokatti, d. v. s. af kvartsiter, som öfverlagra fyllitiska skiffrar. Huruvida denna afvikande riktning hos kvartsithöjderna är kännetecknande för endast denna trakt eller om den finnes äfven i trakterna norrut härifrån, har tillsvidare icke kunnat afgöras, då de senare icke äro närmare kända. Af Castrens iakttagelser kring stränderna af Uleå träsk [1]) framgår, att vid östra stranden af denna sjö finnas några ryggar, som stryka på samma sätt som Naapurinvaara, men att kvartsithöjderna N om Uleå träsk äga en mera N—S-lig resp. NO—SW-lig riktning. På grund af läget af de förstnämnda är det mycket möjligt, att dessa höjder bilda en fortsättning till Naapurinvaara, som sålunda vore en del af en bergrygg, hvilken i WNW-lig riktning sträcker sig parallelt med Uleå vattendrag. Men å andra sidan är det då äfven sannolikt, att kvartsithöjderna i trakten norrut återtaga den riktning, som de äga i trakten S om Sotkamo stråten. I sådant fall skulle N om den sistnämnda finnas en knäckningszon, där kvartsitryggarna lidit en aflänkning från sin ursprungliga riktning. För ett sådant antagande tala äfven förhållandena i Naapurinvaara, ty här kan man tydligt se, att tvänne strykningsriktningar korsa hvarandra. Af dessa sammanfaller den N—S-liga med den tydligaste skiffrigheten hos kvartsiten, medan den WNW—OSO-liga yttrar sig uti förskjutningar af hela skifferkomplexen. Men ifall så starka förskjut-

[1]) *Isak Castren:* Några anteckningar om primitiva formationen omkring Uleå träsk. Bidr. till känn. af Finl. Nat. o. Folk. H. 35. Finska Vet. Soc. 1880.

ningar här förekommit, att en hel trakt blifvit, så att säga, ituknäckt, är det sannolikt, att dessa förkastningar också träffat trakten närmast söderut och där åstadkommit en omsvängning af skiffrarnas tidigare lutning. En utredning af dessa frågor skall väl dock först under de närmaste åren erhållas, sedan trakterna kring Sotkamo och Uleå vattendrag hunnit blifva geologiskt undersökta.

*Öfverblick af de kaleviska aflagringarna.*

Taga vi en öfverblick af förhållandena inom de hittills kända kaleviska terrängerna, finna vi således, att dessa i stora drag visa öfverensstämmande lagringsförhållanden. Där direkta kontakter emot den underliggande berggrunden kunnat påvisas, utgöres bottnen, åtminstone på de flesta ställen, af granitiska eller gneisiga bergarter, af hvilka åtminstone en del innehåller delar af äldre skiffrar. Öfver denna botten ligga på flere ställen tydliga konglomerat, som innesluta bollar af olika graniter, amfibolit, skiffer och kvartsit. Dessa konglomerat stå i regeln i intimt sammanhang med prekaleviska förvittringsrester, hvilka ställvis äro af betydande mäktighet och på sätt och vis ersätta konglomeraten. Där dylika erosionsrester förekomma, begynna de kaleviska aflagringarna vanligen med en föga mäktig serie af ofta blåaktigt gråa och vanligen starkt kristallina kvartsiter, hvilka upptill växellagra med fylliter. Där konglomerat uppträda, äro kvartsitlagren vanligen obetydliga eller ock saknas de helt och hållet. I sådant fall begynner serien med fylliter, hvilka dock ofta äro så kvartsrika, att de rättast benämnas kvartsitglimmerskiffrar. Efter dessa bottenzoner följer en ofta mäktig serie af fylliter och glimmerskiffrar, i hvilken ställvis anträffas lager af dolomitiska kalkstenar. Denna serie efterföljes slutligen af en mäktig följd af muskovitrika kvartsitskiffrar, af hvilka de öfversta ofta äga en arkosartad sammansättning. I många fall är denna öfre kvartsitzon betydlikt mäktigare än den fyllitiska serien; stundom hvilar den direkt på ett granitiskt underlag. Såväl i bottenlagren af de kaleviska aflagringarna, som i den öfre kvartsithorisonten anträffas amfibolitiska gångbergarter, hvilka i regeln äro starkt skiffriga.

Hela denna komplex af skiffrar och inlagrade basiska eruptiv visa sig vara starkt veckad och metamorfoserad. Vid gränserna af de skilda områdena finner man mångenstädes bevis för kraftiga förskjutningar, hvarvid i regeln den västra delen blifvit skjuten öfver den östra (jmfr. fig. 11).

På grund af dessa starka veckningar är det oftast omöjligt att bestämma den värkliga ställningen af lagren, i ty att skiktningen blifvit utplånad af skiffrigheten. Man har därför svårt att på något sätt uppskatta mäktigheten af dessa aflagringar. Att angifva denna genom mäktigheten hos de nuvarande skifferserierna vore helt säkert orätt, ty dessa äro sannolikt mångfaldiga gånger veckade in uti hvarandra. Sålunda kan man antaga, att den stora fyllitterrängen i Kontiolaks betecknar en hopveckad skifferserie, uti hvilken sannolikt äfven äldre (ladogiska) skiffrar äro inskjutna, liksom äfven granitgneisen sticker fram ur den.

## *Jatuliska skiffrar.*

I det föregående har det ofta framhållits, att de kaleviska skifferområdena i O stöta emot skifferterränger, hvilka uppbyggas af *yngre* kvartsiter. Dessa bilda en i NW—SO utsträckt, smal zon, som från Jänisjärvi norra strand i Soanlaks socken med smärre afbrott följer gränsen för de karelska glimmerskiffer- och fyllitterrängerna ända upp till västra stranden af Pielisjärvi sjö. Isolerade områden anträffas i Ilomants och Suojärvi socknar nära gränsen emot ryska karelen.

Det är städse dessa bergarter, som åsyftats i tidigare arbeten [1]), där det varit tal om den karelska kvartsitformationen. Detta åter beror därpå, att de kaleviska kvartsiterna uppträda i större massor i trakterna W om Pielisjärvi, som först under de senaste åren blifvit närmare kända i geologiskt hänseende. I det

[1]) *J. J. Sederholm:* a) Berggrunden i södra Finl. Fennia 8, N:o 3.
» » b) Ueber eine archäische Sedimentformation in Sydwestlichen Finland. Bull. de la Com. géol. de Finlande, N:o 6.
*A. F. Tigerstedt:* Om traktens mellan Höytiäinen och Pielisjärvi geologiska och topografiska byggnad. Fennia 5. N:o 10.

följande bibehåller jag därför den af Sederholm föreslagna benämningen, *jatulisk*, såsom term för denna skifferformation.

Liksom i den kaleviska formationskomplexen ingår äfven i den jatuliska flere petrografiskt olika bergarter. Bland dessa intaga *kvartsiterna* en dominerande ställning. I underordnad mängd förekomma *dolomiter* och *lerskiffrar*. De sistnämnda äro dock i finska Karelen inskränkta till några få lokaler (Soanlaks och Suojärvi), men äro däremot rätt allmänna inom de olonetska skifferterrängerna, där Ramsay [1]) nyligen konstaterat vidsträckta jatuliska områden.

På samma sätt som de kaleviska skiffrarna genomdragas äfven de jatuliska af basiska bergarter, *uralitdiabaser* och *gabbros*.

Utgår man från rent petrografiska karaktärer, så skilja sig de jatuliska kvartsiterna i allmänhet väl ifrån de kaleviska. Medan de senare i regeln förete en fullständigt kristallin struktur, är i motsats härtill den *klastiska* karaktären hos de jatuliska kvartsiterna tydligt framhäfd. Denna yttrar sig däri, att en finkornig kvartsmassa är uppfylld med något större, oregelbundet formade, men dock väl begränsade korn af kvarts och i underordnad mängd fältspat. Vidare ser man ofta en en omväxling mellan fin- och grofkorniga skikt, hvilket i än högre grad framhäfver bergartens sandstensartade struktur. Äfven tydliga »*vågsvallsrefflor*» äro rätt vanliga. Glimmer (muskovit) är vanligen en alldeles underordnad beståndsdel; då den någon gång, såsom i vissa bottenlager är fallet, finnes i större talrikhet, bekläder den icke, såsom i de kaleviska kvartsiterna, bergartens skiktfogar, utan ligger såsom ytterst tunna tjäll öfverallt i bergarten.

Denna åtskillnad framträder naturligtvis tydligast, då bergarten äger en medelkornig struktur, d. v. s. då de enskilda kvartskornen kunna iakttagas med blotta ögat. Då bergarten är finkornig och i synnerhet då den, såsom stundom är fallet, blir nästan tät, är det svårare att betona skillnaden. Det säkraste

---

[1]) *W. Ramsay:* Om de prekambriska formationerna och bergveckningarna i den sydöstra delen af Fennoskandia. Geol. För. Förh. i Sthlm. Bd. 24. S. 28—36.

kännemärket ligger äfven då i afsaknaden af de muskovitrika skiktfogarna hos de jatuliska kvartsiterna. Betraktad under mikroskopet visar dock äfven den tätaste jatuliska kvartsit klastisk karaktär.

Det är således en mer eller mindre tydlig sandstensartad struktur, som är kännemärket för de jatuliska kvartsiterna. Redan bergartens utseende talar sålunda för, att den måste vara yngre än de tidigare skildrade kvartsitskiffrarna.

Men äfven, då man granskar bergartens lagringsförhållanden, kommer man till det resultat, att dessa kvartsiter tillhöra en jämförelsevis ung prekambrisk formationskomplex.

Medan, såsom vi i det föregående sett, den kaleviska skifferkomplexen synes begynna med jämförelsevis föga mäktiga kvartsitlager och därmed förbundna konglomerat, öfver hvilka ligga fylliter, så begynna i motsats härtill de jatuliska aflagringarna med kvartsit och öfver dem följa dolomiter och lerskiffrar. Hela denna komplex lutar i tämligen upprest ställning emot den botten, öfver hvilken de ursprungligen aflagrats. Mångenstädes äro lagren härvid starkt förskjutna mot underlaget, men på icke så få ställen äro de ännu, så att säga, fastvuxna vid detsamma. Bevisen härför finna vi i bottenbildningar, som på flere ställen finnas vid gränserna mellan kvartsiterna och granitgneisen.

## Bottenkonglomerat och bottenskiffrar.

*Soanlaks kvartsitområde.*

Gränsen mellan kvartsiten och äldre bergarter utmärkes på flere ställen af synnerligen vackra och tydliga *konglomerat.* Ett af de bästa exemplen finna vi i den af Sederholm beskrifna [1]) terrängen N om Jänisjärvi sjö i Soanlaks socken.

Något öfver 1 km N om Tschokkinen gård och strax S om den lilla sjön Lehtolampi, ligger här alldeles i närheten af några hällar af granitgneis ett konglomeratlager, som sammansättes af en mängd stora granitfragment och en kvartsrik, skifferartad mellanmassa. Fragmenten likna fullständigt den i närheten förekommande

[1]) *J. J. Sederholm:* Bull. de la Com. géol. du Finl. N:o 6.

granitgneisen. De äro mycket oregelbundet formade samt ofta tätt tryckta mot hvarandra. Vanligen äro de tydligt strimmiga, men riktningen för strimmigheten konvergerar i de olika fragmenten, hvilket således bevisar, att denna struktur funnits, innan fragmenten inneslutits i sedimentet.

Hela karaktären af denna bildning talar således för, att fragmenten härstamma från den bredvidliggande granitgneisen, och att vi således här hafva den omedelbara bottnen för kvartsitformationen.

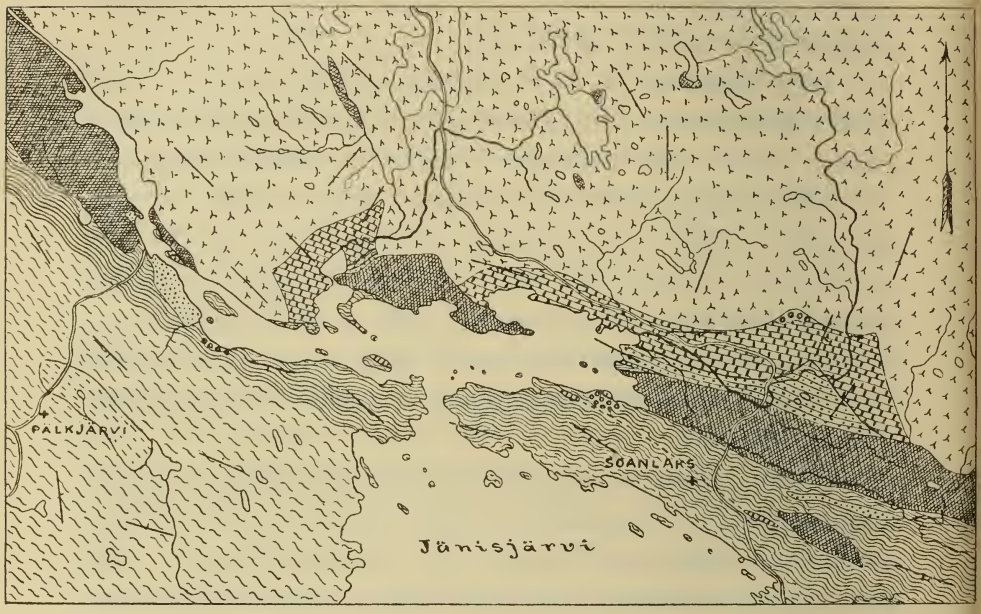
Efter konglomeratet följer en typisk kvartsit, som i en relativt bred zon följer norra stranden af Jänisjärvi (se fig. 14). Äfven här finna vi på ett par ställen öfver granitgneisen konglomeratartade bildningar, men dessa äro icke så väl utbildade som i de nyss anförda hällarna samt delvis äfven af en olika karaktär, i det att de uteslutande sammansättas af mindre, oftast väl afrundade kvartsbollar.

Går man öfver kvartsitzonen i riktning vinkelrätt emot lagrens strykningsriktning så anträffar man efter denna en, såsom det förefaller, rätt mäktig zon af dolomit och dolomitisk kalksten. Den förra är en medelkornig brunröd bergart, ofta fullströdd med drusrum, i hvilka sitta kristaller af manganit, göthit, kalkspat, brunspat, baryt, kvarts och flusspat.[1]) På gränsen emot kvartsiten ses tydlig växellagring mellan denna och dolomiten. I motsatt riktning, d. v. s. i lagerföljdens hängande, växellagrar dolomiten med en rödfärgad lerskiffer af tämligen ungdomligt utseende. Härefter följer en stockformig gång af en uralitiserad diabas, hvilken stryker parallelt med de omgifvande sedimentlagren. Efter denna vidtager en serie af starkt veckade fyllitiska skiffrar med inlagringar af kvartsitskiffrar, konglomerat och dolomitiska kalkstenar. Denna serie synes åter öfvergå i en annan, som uppbygges af staurolitförande glimmerskiffrar.

Såsom Sederholm framhållit (l. c.) är det nu här tydligt, att de sandstensartade kvartsiterna, dolomiterna och de rödfärgade

[1]) *L. H. Borgström:* Mineralogiska notiser. Geol. För. i Sthlm Förh. Bd. 23, s. 557—560.

lerskiffrarna alla höra till samma sedimentformation, medan däremot de efterföljande fylliterna måste vara skilda från dessa genom stor diskordans.




Skala 1: 200,000

Lerskiffer.
Fyllit.
Glimmerskiffer.
Dolomit.
Glasig kvartsit.
Hornblendeskiffer.
Kvartsit.
Kalksten.
Granitgneis.
Konglomerat.
Konglomerat.
Strykning och stupning.

Fig. 14.

Bergartskarta öfver Soanlaks kvartsitområde.

Detta framgår främst af den olika grad af metamorfos de sandstensartade kvartsiterna och de dem åtföljande dolomiterna och lerskiffrarna visa i jämförelse med de fyllitiska skiffrarna. De senare äro nämligen synnerligen starkt veckade samt öfverhufvud kraftigare ombildade än de föregående. Det afgörande beviset finnes dock uti förekomsten af konglomerat och kvartsiter äfven-

som lager af dolomitisk kalksten uti de fyllitiska skiffrarna, af hvilka de förra skarpt skilja sig ifrån de sandstensartade kvartsiterna och deras konglomerat. Äfven dessa förete nämligen en långt skriden metamorfos. Sålunda äro kvartsiterna fullständigt kristallina, hvarjämte konglomeraten äro synnerligen starkt förskiffrade och de i dem ingående fragmenten utprässade och hoptryckta. Konglomeraten innesluta stycken af en glasig kvartsit samt granitgneis.

Denna olika grad af metamorfos hos skiffrarna kan nu icke gärna tolkas på annat sätt än genom antagandet, att en äldre formation här är skjuten öfver en yngre. Däremot är det svårare att afgöra, hvilken denna äldre formation är. Enligt Sederholm, som betonar öfvergångarna från fyllitiska skiffrar till glimmerskiffrar med staurolit och granat, skulle de fyllitiska skiffrarna representera en *öfre horisont* i den ladogiska skifferkomplexen. På grund af dessa skiffrars utseende, synes det mig dock vara sannolikare, att de fyllitiska skiffrarna med sina konglomerat-, kvartsit- och kalkstensinlagringar äro skilda från de ladogiska sedimenten, och att de sannolikt äro *kaleviska* aflagringar. Petrografiskt kunna nämligen dessa bergarter icke åtskiljas från de kaleviska bildningarna i trakten W om Pielisjärvi. Vidare bilda de, enligt Wilkman, som kartlagt denna trakt, en mot de granat- och staurolitförande glimmerskiffrarna tämligen väl begränsad zon. Själfva innehålla de icke kontaktmineral. Visserligen har en fullständigt skarp kontakt mellan fylliterna och glimmerskiffrarna icke hittills kunnat angifvas, men det är icke ens gifvet, att en sådan skall kunna iakttagas, ifall nämligen, såsom sannolikt är, ladogiska och kaleviska skiffrar med likartad petrografisk sammansättning här stöta emot hvarandra. Båda dessa komplexer äro nämligen starkt veckade, och det är därför högst sannolikt, att de samtidigt blifvit så kraftigt inskjutna i hvarandra, att gränserna numera icke kunna säkert utdissekeras.

Denna fråga, till hvilkendera formationskomplexen, den kaleviska eller ladogiska, fylliterna höra, har dock en underordnad betydelse för uppfattningen af de jatuliska lagrens ställning, ty i

hvardera fallet äro dessa yngre än de nyss berörda skiffrarna, och en öfverskjutning af berggrunden måste således här i hvarje fall hafva skett.

*Konglomeraten i Kiihtelysvaara.*

Nu visar det sig, att den lagerföljd, som vi iakttaga i Soanlaks, är den normala uti hela den jatuliska zonen. Konglomerat af ofvan beskrifvet utseende finna vi nämligen äfven på flere andra ställen. Vackert utbildade äro de särskildt i Kiihtelysvaara socken, där de iakttagits på tre skilda ställen. Vid ett af dessa ligger konglomeratet omedelbart ofvanpå den bergart, från hvilken fragmenten härstamma. I konglomeratet ingå nämligen endast granitfragment, och dessa tilltaga vanligen i storlek i närheten af graniten. Fig. 15 är en fotografi öfver en del af denna bildning.



Fig. 15.

Konglomerathäll i närheten af Raatevaara höjd i södra delen af Kiihtelysvaara socken.

På ett annat ställe, i närheten af Pölkkylampi träsk, ung. 5 km W om Huhtilampi gästgifveri, hvilar konglomeratet med 60° —70° W-lig lutning omedelbart på en gneis, som tydligen hör ihop med de gneiser, som anträffas här och hvar inom granitgneisterrängen. I flere afseenden skiljer sig då detta konglomerat från de tidigare anförda. I detsamma ingår nämligen fragment af flere olika bergarter, hvilka dock alla äro hemma i trakten österut. Främst iakttagas kantiga stenar af en ljusröd, starkt metamorfoserad, *turmalinförande* granit, som fullständigt liknar bergarten alldeles i närheten af konglomeratet, vidare ses aflångt utdragna flisor af gneis och hornblendeskiffer samt talrika knölar af mer eller mindre ren kvarts. Fragmenten äga i allmänhet skarpkantiga former. I synnerhet är detta fallet, där konglomeratet är, så att säga, fastvuxet i den underliggande hällen. Bergarten mellan fragmenten är påfallande glimmerrik och har öfverhufvud ett skifferliknande utseende, ehuru å andra sidan den klastiska karaktären är mycket tydlig (Tafl. V).

Men oaktadt denna heterogena beskaffenhet hos konglomeratet, som talar för att materialet i viss grad blifvit omsorteradt, är bildningen dock säkert ett jatuliskt bottenlager. Såsom en omedelbar fortsättning af konglomeratet följer nämligen i riktning mot hängandet en serie af kvartsitlager, af hvilka de, som ligga konglomeratet närmast, äro starkt uppfyllda af ett talkliknande mineral, hvilket i alldeles tunna fjäll ligger emellan och omkring kvartskornen. Härefter följa renare kvartsitlager och slutligen hafva dessa det normala, sandstensliknande utseendet. *Man har här sålunda en öfvergång från ett typiskt konglomerat till den normala jatuliska kvartsiten.*

*Botten-skiffrar.*

Dessa konglomeratbäddar äro dock jämförelsevis föga utbredda, då man tager hänsyn till den ansenliga längd de jatuliska lagren äga. På de flesta ställen finna vi nämligen icke några konglomeratartade bildningar, ehuru den omedelbara kontakten mellan kvartsiten och underlaget på synnerligen många ställen blifvit iakttagen. Kvartsiten, som ligger direkt på graniten eller granitgneisen är härvid dock närmast gränsen olika utbildad än ett

stycke därifrån. Bergarten är nämligen starkt skiffrig och uppfylld med klorit och andra fjälliga mineral, af hvilka en sericitartad muskovit och talk förherrska. De skiffriga gränsdelarna påminna i allmänhet mycket om de sericitrika skiffrar, som åtfölja de kaleviska konglomeraten, ehuru de i regeln förete mindre kristallin struktur. Liksom dessa äro de ofta så intimt fastvuxna med det granitiska underlaget, att man har svårt att angifva, hvar den ena bergarten upphör, hvar den andra slutar.

Dessa gränser tala sålunda för, att äfven i den jatuliska formationens bottenbildningar finnas förvittringsprodukter, hvilka liksom hopvuxit med det bättre utsorterade sedimentmaterialet och således ligga »in situ». Detta bevisas äfven af stenfragmentens i konglomeraten oregelbundna former, deras likartade petrografiska karaktär, talrikhet och täta anhopning i konglomeratens bottendelar. Men äfven karaktären hos de i konglomeraten inneslutna fragmenten tyder på, att konglomeratbildningen föregåtts af en omfattande förvittring af den äldre berggrunden. Preparat från granitblocken i konglomeraten bevisa nämligen, att bergarten äger ett betydligt mera och äfven annorlunda metamorfoseradt utseende än den granit, som anstår O om kvartsitgränsen. Främst faller muskovitrikedomen i ögonen, men därjämte denna karaktäristiska, halft klastiska struktur, som vi funnit i fragmenten i de kaleviska bottenbildningarna. Öfverhufvud kan man säga, att alla de strukturegendomligheter, som vi funnit uti den äldre formationens typiska bottenlager, äfven anträffas i de jatuliska bottenbildningarna, dock med den skillnad, att de i de senare i allmänhet äro mindre framträdande.

Af förhållandena i Soanlaks framgick, att äldre skiffrar äro skjutna öfver de jatuliska lagren. I trakterna norrut från Soanlaks saknas dolomiter och lerskiffrar uti skiffrarna, men äfven här gränsa kvartsiterna i hängandet direkt emot äldre skiffrar, som otvifvelaktigt äro af kalevisk ålder. Också i dessa trakter äro således de äldre skiffrarna skjutna öfver de yngre kvartsiterna. Detta framgår äfven af den öfverensstämmande västliga, rätt branta (60°—70°) lutningen hos alla skifferlager. Då sålunda grän-

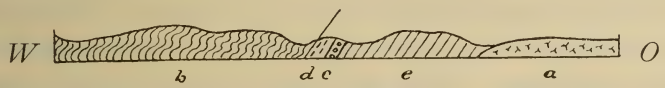


Jatuliskt konglomerat. S om Pölkkylampi i Kiihtelysvaara socken.

sen mellan kvartsiterna och de kaleviska skiffrarna tydligen är en förskjutningszon, är det helt naturligt, att man i allmänhet icke träffar konglomeratartade bildningar vid gränsen mellan de ladogiska och jatuliska lagren.

*Jatuliskt konglomerat med material från kaleviska fylliter.*

Emellertid förekommer ett par km S om Kiihtelysvaara kyrkby ett konglomerat, som intager ett sådant läge mot de kaleviska skiffrarna och i petrografiskt hänseende äger en sådan karaktär, att man kan antaga, att de jatuliska lagren här representeras af bottenbildningar äfven emot de kaleviska skiffrarna. Lagerföljden är följande (fig. 16).




*a*) Turmalinförande granitgneis.
*b*) Kaleviska fylliter.
*c*) Jatuliskt konglomerat.
*d*) Bottenkvartsit (jatulisk).
*e*) Sandstensartad kvartsit (jatulisk).

Fig. 16.

Längst i O anstår en röd, turmalinförande granitgneis (fig. 16 *a*), som genom en djupare klyfta afskiljes ifrån den sandstensartadt utbildade jatuliska kvartsiten (fig. 16 *e*), hvilken bildar ett mäktigt lager, lutande c. 60° W. Efter denna zon följer ett c. 10 m mäktigt, vertikalt ställdt lager af ett mycket tydligt konglomerat, där i en glimmerrik kvartsitmassa ligga talrika fragment af fyllit och kvartsbollar samt sparsamt kringströdda stycken af en gneisartad grå granit. Konglomeratet efterföljes af ett några m bredt lager af en med rostbruna fläckar uppfylld, tydligt klastisk kvartsit. Efter detta följer den kaleviska fyllitserien.

På detta ställe ligger konglomeratet således närmast de äldre skiffrarna, d. v. s. i kvartsitzonens hängande. Men icke allenast detta, utan äfven karaktären af de i konglomeratet ingående stenfragmenten talar för, att bildningen är yngre än fylliten. Det är nämligen påfallande, att just fyllitfragmenten äro de talrikaste, medan däremot den röda turmalinförande graniten, som ju borde finnas, ifall konglomeratet bildade botten mot graniten på östra sidan

af kvartsitzonen, helt och hållet saknas. Den förmodan kunde måhända framkastas att konglomeratet alls icke vore jatuliskt utan kaleviskt. Emot detta antagande talar dock just förekomsten af fyllitfragment uti detsamma, men framförallt den i det stora hela klastiska karaktären hos mellanmassan äfvensom den klastiska strukturen hos kvartsiten på västra sidan om detsamma.

*Allt tyder således på, att konglomeratet värkligen är en bottenbildning mot de kaleviska fylliterna, hvilka i så fall med sina öfversta lager äro skjutna emot den jatuliska zonen.*

Äfven ifall man medräknar denna förekomst, äro således lagringsförhållandena jämförelsevis enkla i hela den del af den jatuliska zonen, som ligger S om Pielis älf, i det att lagren i normal följd hvila på underlaget. Betydligt mera invecklade äro däremot förhållandena uti den jatuliska zonens nordligaste delar. N om Eno kyrkby vidgar nämligen det jatuliska området ut sig och täcker här en vidsträckt terräng mellan Pielisjärvis sydvästra strand och Pielis älf. Det sammansättas af en mängd högresta, i NW —SO utsträckta kammar, af hvilka den östligaste, Kolivaara, är c. 337 m ö. h. och 242 m öfver Pielisjärvi sjö. De uppbyggas till hufvudsaklig del af en fin- eller medelkornig, ofta mjölkhvit kvartsit, som i strykningsriktningen genomdrages af talrika gångar och stockar af en medelkornig uralitdiabas.

I W gränsa kvartsiterna emot de tidigare skildrade kaleviska fylliterna, i N, O och S emot granitgneis. Öfverallt äro kvartsiterna tämligen tydligt skiffriga. Strykningen är N—S eller N30°W, lutningen 40°—70° W.

En närmare granskning af lagerställningen i denna, såsom det förefaller, mäktiga komplex, visar dock, att de skilda kvartryggarna icke ligga efter hvarandra i stigande lagerföljd, såsom lutningen och strykningen skulle angifva, utan att delar af samma lager på flere ställen äro skjutna mellan och öfver hvarandra, hvarigenom en skenbart stor mäktighet uppstått. Att något sådant måste vara orsaken till den vida utbredningen af kvartsiterna här kan man f. ö. redan på förhand antaga, då man jäm-

för den jämförelsevis ringa mäktigheten hos den jatuliska zonen söderut med den i dessa trakter.

Det är härvid anmärkningsvärdt att äkta konglomerat, liknande dem uti Soanlaks och Kiihtelysvaara, äro synnerligen sällsynta inom denna terräng, oaktadt kvartsiterna på många ställen komma i direkt beröring med den granitiska bottnen. I stället för konglomerat finner man däremot bildningar, hvilka kunna betraktas, dels såsom en art af bottenskiffrar, dels såsom rifningszoner uti kvartsiten. I synnerhet talrika äro dessa i kvartsitterrängens östra delar, d. v. s. just i de trakter, där granitgneisbottnen sticker tydligast fram. Bottenskiffern har härvid ett likadant utseende som i kvartsitzonen söderut, d. v. s. kvartsiten blir närmare granitgränsen allt skiffrigare samt uppfylld med fjälliga mineral (muskovit, klorit och talk), hvilka slutligen tilltaga så i mängd, att bergarten öfvergår i en typisk skiffer af en brun eller grönbrun färg. Denna är också i dessa trakter mångenstädes liksom fastvuxen uti granitgneisen, hvilken vid gränsen ofta är starkt skiffrig och sålunda visar öfvergångar till skiffern.

Preparat af granitgneisen, tagna nära kvartsitzonens gräns, visa under mikroskopet en karaktär, som i allt öfverensstämmer med den, som bergarten företer under den kaleviska bottnen. Den granitoida strukturen är försvunnen och ersatt af en, som kan sägas stå på gränsen mellan klastisk och kristallin, och hvilken yttrar sig däri, att kvartskorn af olika storlek och form ligga hopgyttrade i klungor och bilda ett slags mellanmassa mellan granitiskt struerade delar. I dem åter är fältspaten starkt uppfylld af muskovitfjäll. Dessa »öfvergångar» mellan granit och skiffer tala sålunda för att bottenskiffrarna ligga »in situ» d. v. s. fortsättningsvis äro förenade med det underlag, från hvilket de ursprungligen utgått.

*Bottenskiffer-kontakt med amfibolit-fragment.*

Att så är fallet, framgår ytterligare däraf, att karaktäristiska delar, som ingå i graniten, i vissa fall äfven anträffats uti bottenskiffern. Ett af de bästa bevisen härför finna vi vid västra sluttningen af Höllerivaara höjd vid sydöstra stranden af Pielisjärvi sjö. Ett lager af bottenskiffer stöter här direkt emot

granitgneisen. Denna är genomdragen af starkt förkastade gångar af en malmrik amfibolit, hvilka på ett ställe ligga alldeles tätt intill bottenskiffern. Den sistnämda slutligen är tydligt konglomeratartad, ty den innesluter talrika, skarpkantiga fragment af amfiboliten. Närmast gränsen äro dessa tydligast och äfven störst, men redan $^1/_2$ m härifrån äro de så otydliga och små samt så jämnt kringströdda uti den kloritrika skiffern, att de liksom försvinna i denna.

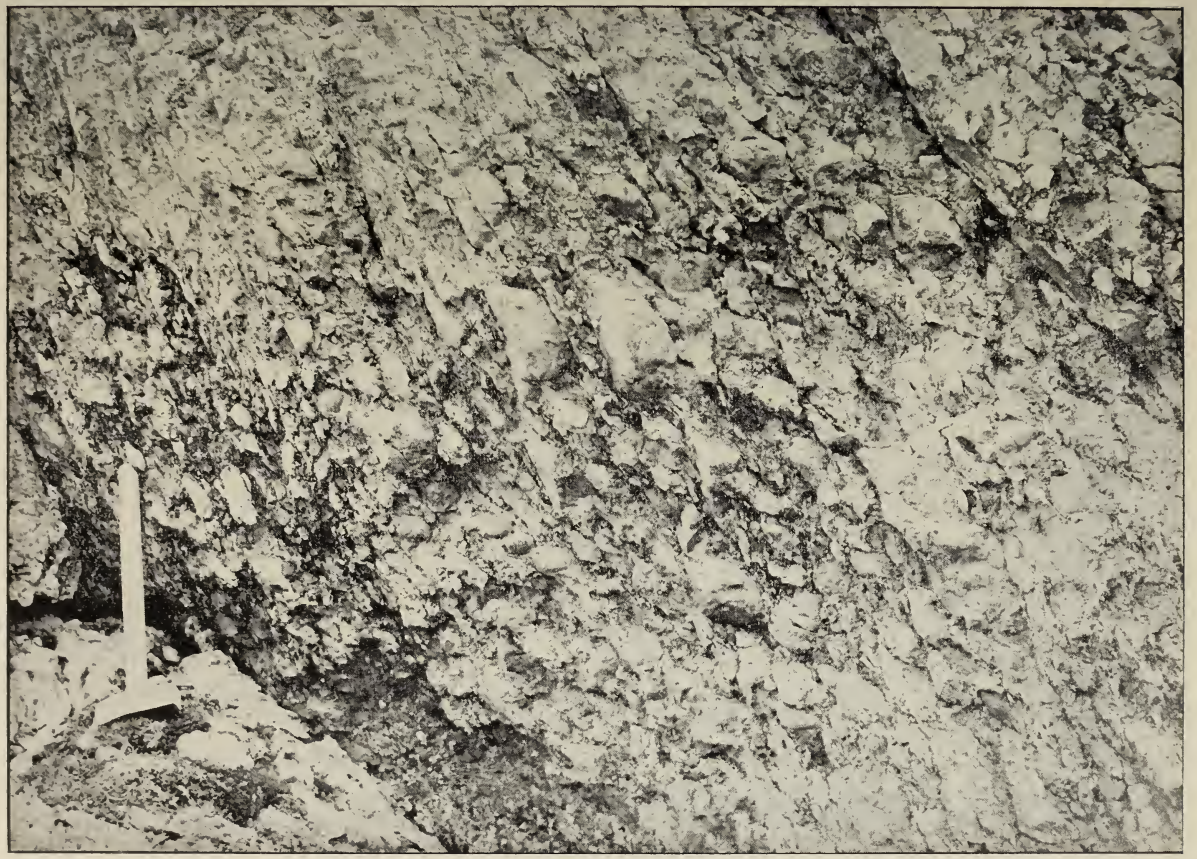
Uppstår så frågan: höra dessa bottenskiffrar värkligen till den jatuliska komplexen eller äro de skilda genom diskordans från denna?

*Bottenskiffrar af olika geologisk ålder.*

Det kan icke nekas, att det i många fall ser ut, som om de klastiska kvartsiterna öfverginge uti dylika bottenskiffrar. Särskildt synes man icke kunna komma till en annan slutsats i kvartsitterrängerna S om Pielisjärvi. Men äfven i trakten W om Pielisjärvi sjö finnas ställen, som tyda på att en öfvergång finnes från skiffriga bottenlager till de mera klastiska delarna af kvartsiterna. Dock kan man säga att bottenskiffern, där sådana öfvergångar iakttagits, i allmänhet har en mindre starkt framträdande skiffrighet samt därjämte är *konglomeratartadt* utbildad, i ty att den är fullströdd med större, ofta väl rundade kvartsbollar, stundom äfven med större fältspater. På så sätt utbildad är t. ex. kvartsiten i några hällar W om Hiisivaara höjd i Eno socken, där granitgneisen sticker upp midt uti kvartsitterrängen. Den konglomeratartade karaktären hos bergarten, som framgår af tafl. VI, förhöjes däraf, att enstaka små skärfvor af fyllit ligga glest spridda mellan kvartsknölarna.

Emellertid tala förhållandena på flere andra ställen för, att åtminstone icke alla dessa bottenskiffrar höra ihop med de jatuliska lagren, och man kommer därför lätt på tanken, att bland dessa bildningar finnas sådana, som icke äro geologiskt samhöriga, oaktadt de visa öfverensstämmelser i petrografiskt hänseende.

Såsom vi tidigare sett, åtföljas de kaleviska konglomeraten och bottenbildningarna i Kontiolaks af sericitrika skiffrar, och dessa gränsa ofta emot de jatuliska kvartsiterna på sådant sätt, att det



Jatuliskt kvartsitkonglomerat, till öfvervägande del sammansatt af kvartsbollar. W om Hiisivaara höjd i Eno socken.

kan ifrågasättas, om de icke i själfva värket öfvergå i dem. Å andra sidan finnas dock just inom dessa områden ställen, där man med tämligen stor säkerhet kan visa, att de förra måste vara skilda från kvartssericitskiffrarna genom tydlig diskordans.

Sålunda ligger på östra sidan af den s. k. Hokankallio i Kontiolaks ett mindre område af finkornig kvartsit af jatulisk typ, som rundt omkring omgifves af de sericitrika skiffrarna och mycket skarpt gränsar emot dem. Det är då här tydligt, att den finkorniga jatuliska kvartsiten ligger *diskordant öfver de sericitrika skiffrarna.* Den förra äger nämligen jämförelsevis flackt (25°—50°) lutande skikt, medan sericitskiffrarna äro tämligen brant uppresta. Den jatuliska kvartsiten är dock äfven skiffrig i samma riktning som sericitskiffern, men denna skiffrighet har icke utplånat den ursprungliga skiktningen, ty ännu alldeles tätt intill gränsen emot sericitskiffern iakttagas flackt lutande skikt, som öfvertväras af den nästan vertikala skiffrigheten.

*Jatuliskt konglomerat vid Kyykkä gård i Kontiolaks socken.*

Ett stycke åt S från detta ställe har vidare i närheten af Kyykkä gård påträffats ett konglomerat, som med all sannolikhet hör till de jatuliska bildningarna, och hvilket äfven stöter emot de sericitrika skiffrarna. Konglomeratet sammansättes af talrika, mest skarpkantiga, ända till $^1/_2$ m långa fragment af en finkornig kvartsit, afrundade stycken af grå eller röd granit samt linsformigt utdragna flagor af amfibolit. Kvartsitblocken äro störst och äfven talrikast. De förete alla en *kristallin* struktur, ehuru dock en tydlig skiktning mellan olika lager ofta skönjes. *Under mikroskopet kan denna kvartsit icke skiljas från den kaleviska,* och särskildt från de kvartsitlager, som omväxla med de kaleviska fylliterna vid Latvajärvis norra ända i Kontiolaks (s. 75). Granitfragmenten likna bergarten i granitmassivet nära intill, men förete äfven en struktur, påminnande om den uti den granitartade bergarten, som bildar lager uti de kaleviska konglomeraten (jmfr. s. 77). Amfiboliten slutligen är synnerligen starkt skiffrig, men liknar i öfrigt mycket de amfiboliter, hvilka såsom gångar genomdraga sericitskiffrarna. Bergarten mellan fragmenten har en tydligt klastisk karaktär.

*På grund af förekomsten af kvartsitfragmenten, måste man nu antaga, att denna bildning är yngre än de kaleviska kvartsiterna.* Men är detta fallet och tillhöra sericitskiffrarna den kaleviska bottnen, måste således detta konglomerat äfven ligga diskordant öfver dem. På grund af den starka skiffrigheten hos såväl konglomeratet som skiffrarna kan man dock icke säkert afgöra, huru skiktytorna ligga, ehuru förekomsten af sericitskiffer vid slutningen af konglomeratberget talar för, att den förra ligger under konglomeratet.

Ytterligare ett stöd för antagandet, att kvartssericitskiffrarna förete diskordans emot de jatuliska lagren, finna vi uti karaktären hos de amfiboliter, som genomtränga skifferbergarterna i denna trakt. Såsom tidigare framhållits, äga nämligen de amfiboliter, som genomgå sericitskiffrarna en annan typ än de basiska gångbergarter, som genomtränga de jatuliska kvartsiterna.

De förra äro nämligen i hög grad förändrade diabasbergarter. Än äro de rena hornblendestenar med en alldeles obetydlig mängd af ljusa mineral, än tämligen tydliga gabbros. Men vanligen äro de starkt förskiffrade samt ofta äfven uppfyllda med ådror af kvarts, som genomsnärja bergarten i olika riktningar.

*Uralitdiabas.* I motsats mot dessa amfiboliter, visa de gångar, som genomdraga de jatuliska kvartsiterna i allmänhet en väl bevarad diabasstruktur. Visserligen är äfven denna bergart starkt förändrad, men förändringen har härvid inskränkt sig till en fullständig uralitisering af pyroxenmineralet samt till en riklig nybildning af epidot. Detta mineral utfyller och uppgrumlar nämligen i regeln labradorlisterna. Däremot iakttages i allmänhet ej kvarts. Likaså är bergarten nästan aldrig, d. v. s. om man undantager vissa endogena kontakter, skiffrig och genomdrages ej af ett sådant nät af kvartsådror, som amfiboliterna i kvartssericitskiffrarna.

I stora drag förete således dessa amfiboliter så framträdande olikheter, att man har skäl att betrakta dem såsom tillhörande tvänne skilda gångsystem, i det att de gångar, som anträffas i kvartssericitskiffrarna måste vara äldre än de, som finnas i de jatuliska lagren.

Nu visa emellertid dessa kvartssericitskiffrar så stora petrografiska öfverenstämmelser med bottenskiffrarna vid de östra gränserna af den jatuliska kvartsitterrängen, att man icke kan åtskilja dem från hvarandra, och man frågar då, om icke äfven dessa böra geologiskt åtskiljas från de jatuliska kvartsiterna.

I själfva värket finner man på flere ställen alldeles ovanligt skarpa gränser emellan de finkorniga kvartsiterna och bottenskiffrarna. Sålunda upphör den typiska bottenskiffern vid Höllerivaara (jmfr. s. 129), alldeles plötsligt och efterföljes af finkornig, mjölkhvit kvartsit, hvilken således utan några som hälst öfvergångar gränsar emot skiffern. En likadan skarp gränslinie finnes äfven på flere andra ställen i trakten söderut härifrån, där de jatuliska kvartsiterna genom bottenskiffrar åtskiljas från granitgneisen.

Vidare framgår det, att hela denna trakt är genomdragen af storartade brecciezoner, som dels sammanfalla, dels gå parallelt med de östra begränsningslinierna för de jatuliska kvartsitryggarna. *Brecciezoner.*

En sådan brecciezon finnes uti granitgneisterrängen S om Ahveninen sund. Den ger sig tillkänna i en ytterligt stark uppkrossning af granitgneisen, hvilken här har utseendet af en typisk rifningsbreccia. C. 5 km SW om Ahveninen och ung. 1 km O om Enojärvi sjö finner man, just i denna zon, ett smalt, i NW—SO strykande, ung. 1 km långt lager af en typisk bottenskiffer, hvilket med 60°—70° lutning åt O ligger uti granitgneisen. Bergarten liknar bottenskiffern vid Höllerivaara, men åtföljes dock icke såsom denna utaf finkornig kvartsit af jatulisk typ. Lagret är i synnerhet på västra sidan starkt skiffrigt och liksom öfvergår uti skiffrig granitgneis.

Vi hafva sålunda i denna brecciezon sannolikt ett inskjutet parti af enbart bottenskiffer. Detta talar för, att åtminstone detta skifferparti *icke tillhör de jatuliska aflagringarna*, ty i motsatt fall borde nämligen äfven delar af de normalt utbildade kvartsiterna, som förekomma i så mäktig utbildning i denna trakt, hafva blifvit inveckade uti granitgneisen.

Den brecciezon, uti hvilken detta lager anträffas, är en af de mest uthålliga i hela denna trakt. Fortsättningen af densamma kan nämligen på en mängd ställen iakttagas. Sålunda finnas i NW-lig riktning härifrån på Hirviniemi udde (vid SW sidan af Pielisjärvi) uti granitgneisen åter bottenskifferartade bildningar, likaså i närheten af Herajoki gård. Härifrån sträcker sig zonen längs västra stranden af Pielisjärvi sjö till den nordligaste udden N om Koli höjd, där den sammanfaller med den östra gränsen för Kolikedjan, som uppbygges af jatuliska kvartsiter. Mångenstädes är den här utmärkt af typiska rifningsbreccior, som innehålla sönderrifna fragment af granitgneis och amfibolit. En sådan finnes bl. a. vid foten af själfva Koli.

En annan mycket uthållig zon ligger något W om denna. Den framträder bäst vid västra sluttningen af Enovaara höjd, c. 3 km W om Ahveninen sund. Granitgneisen är här vid gränsen emot kvartsiten synnerligen starkt skiffrig i NW—SO, d. v. s. i en riktning, som står nästan vinkelrätt emot bergartens tydliga strimmighet. Härifrån kan zonen följas i NW-lig riktning till Höllerivaara höjd, där, såsom vi sett, en bottenskiffer ligger öfver granitgneisen, vidare ända fram till södra stranden af Herajärvi sjö, där granitgneisen på flere ställen i små hällar sticker fram emellan de jatuliska kvartsithöjderna och öfverallt äger ett brecciеartadt utseende. I SO fortsättes zonen till närheten af Kaltimojärvi, hvarvid den till största delen bildar gräns för den jatuliska kvartsiten.

Emellertid äro dessa rifnings- och förskjutningszoner icke inskränkta till blott gränstrakterna för det jatuliska området, utan anträffas äfven midt uti detta och äfven uti de W härifrån belägna kaleviska fyllitterrängerna.

Äfven dessa gå i NW—SO. De sammanfalla sålunda med skiffrarnas strykningsriktningar. Samma zon genomdrager då ofta alla de olika bergarterna i trakten, hvilket sålunda bevisar att den uppkommit efter aflagringen af de yngsta kvartsiterna. Ofta karaktäriseras en sådan af långa och trånga dalar, i hvilka smala, i dalens längdriktning utdragna sjöar ligga.

En af de bäst framträdande af dessa är den s. k. Kolvanauuro i Kontiolaks. Denna är en i NW—SO utsträckt klyftdal, som genomdrager kvartssericitskifferområdet NO om Latvajärvi och den norrut härifrån belägna kaleviska glimmerskifferterrängen, medan den i SO härifrån genomdrager de tillstötande jatuliska kvartsithöjderna, för att därefter fortsättas genom granitgneisen i Eno och slutligen sammanfalla med den östra gränsen för de jatuliska kvartsitlagren S om Pielis älf. Denna zon har således en längd, som kan mätas i flere tiotal kilometer, och synes öfverhufvud vara en af de bäst framträdande i hela denna del af landet.

Den kännetecknas af talrika rifningsbreccior, som ligga vid sidorna af dalen. Där dessa ligga i den jatuliska kvartsiten, är denna ofta fullströdd med skarpkantiga, vanligen gråfärgade kvartsitfragment, som sammankittas af en ockerbrun kvartsitmassa, ofta synnerligen rik på drusrum. Där åter breccian genomdrager de konglomeratartade skiffrarna och deras förvittringsbotten, har den ofta en hornfelsartad, tät mellanmassa, i hvilken ligga starkt skiffriga partier af den kloritrika bottenskiffern äfvensom skarpkantiga fragment af granit. Där rifningszonen slutligen går igenom fylliterna, är den fullströdd med sönderrifna skifferfragment, som äro hopkittade af ett kvartsrikt bindemedel.

Dessa rifningszoner bevisa således tydligt, *att hela berggrunden i denna trakt blifvit ytterligt starkt uppkrossad längs bestämda riktningar, som sammanfalla med bergarternas veckningsaxlar.* Häraf ledes man således lätt till antagandet, att hela den skenbart mäktiga jatuliska kvartsitterrängen måste vara starkt hopveckad, och att lagren sannolikt på många ställen äro förskjutna öfver hvarandra.

Men detta framgår äfven däraf, att den skiffrighet, som karaktäriserar de jatuliska lagren, icke sammanfaller med den värkliga skiktningen.

Såsom s. 131 framhölls, luta skikten uti den jatuliska kvartsiten vid Hokankallio i Kontiolaks mycket flackt, ehuru bergarten

därjämte utmärkes af en i det närmaste vertikal skiffrighet. Äfven i de östligare ryggarna i denna terräng iakttages detsamma.

*Kontakt mellan jatulisk kvartsit och uralitdiabas.*

Men också några kontakter emellan kvartsiten och de denna genomträngande uralitdiabaserna tyda på en flack lutning hos kvartsitskiktena. Vid södra ändan af Herajärvi sjö stöter sålunda en mäktig stock af denna bergart vid östra sluttningen af Komuvaara höjd emot kvartsiten. Uralitdiabasen är härvid tydligt kontaktmetamorfoserad, i det att den närmast kvartsiten är starkt skiffrig och inprägnerad med kalkspat, hvilken bildar mandelliknande linser uti bergarten. Äfven kvartsiten synes hafva förändrats, så att den mot kontakten blifvit i viss mån förglasad. Dock kan man uti den senare ännu iakttaga en tydlig skiktning, som går parallelt med den 30°—40° åt W lutande gränsytan, och det ser sålunda ut, såsom om hela den mäktiga diabasstocken i föga upprest ställning låge öfver kvartsiten (se fig. 17). Då denna diabasstock har en längd af minst 10 km och utmärkes af mycket skarp begränsning åt O, kan man antaga, att äfven kvartsitlagren, som ligga under densamma, öfverallt äga samma flacka lutning, oaktadt dessas branta skiffrighet på andra ställen talar för ett motsatt förhållande.

Då nu alla förhållanden tala för, att äfven den jatuliska formationen blifvit så starkt veckad, att den ursprungliga lagerställningen blifvit mer eller mindre fullständigt utplånad, kunde man väl föreställa sig, *att de jatuliska kvartsiterna på en del ställen äro skjutna öfver rester af de äldre kaleviska skiffrarna, som icke hunnit fullständigt borteroderas från den granitiska bottnen.* Detta antagande stödes ytterligare däraf, att äfven granitgneisen på flere ställen sticker fram emellan de jatuliska lagren på sådant sätt, att man måste förutsätta, att den blifvit inveckad emellan dessa. Men icke nog härmed. På vissa ställen förekomma tillsammans med de typiska jatuliska kvartsiterna lager af en finkornig kvartsit, som makroskopiskt knappt kunna åtskiljas från dessa, men som betraktade under mikroskopet visa en så stark deformation och därjämte så tydlig kristallin struktur, att man icke kan undgå att parallelisera dem med de

kaleviska kvartsiterna. En dylik bergart förekommer t. ex. i trakten genast O om Herajärvi sjö, där den bildar flere låga kammar, som stryka parallelt med Koli kvartsitrygg. Här och hvar anträffas den äfven i trakten mera västerut, d. v. s. N om de kaleviska konglomeratfälten i Kontiolaks. I fall nu dessa kvartsitlager äro af kalevisk ålder, kan deras förhandenvaro midt ibland de jatuliska lagren icke förklaras på annat sätt än genom antagandet, att jatuliska och kaleviska kvartsiter blifvit veckade in i hvarandra. *Den skenbart endast af jatuliska kvartsiter sammansatta terrängen W om Pielisjärvi vore sålunda i själfva värket uppbygd af såväl jatuliska som kaleviska bildningar,* ehuru dessa tillsvidare icke i detalj kunnat utdissekeras från hvarandra.



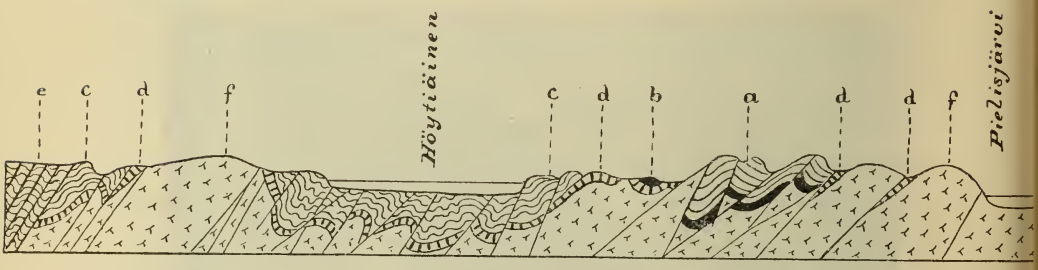
Fig. 17.

Kontakt mellan flackt liggande jatulisk kvartsit (nedtill i fig.) och uralitdiabas (upptill i fig.). Östra sluttningen af Komuvaara höjd vid SO stranden af Herajärvi sjö i Eno socken.

Ville man genom en profil åskådliggöra det läge, de olika formationerna i denna trakt intaga till hvarandra, måste man således förutsätta, att starka förskjutningar träffat icke allenast de olika sedimenten, utan äfven det gemensamma underlaget för dem. Man kan därför icke ens tillnärmelsevis uppskatta mäktig-

heten af de skilda sedimentformationerna, ty skifferkomplexerna representera sannolikt mångfaldiga gånger hopveckade lager. Men medan vi inom de kaleviska områden i Juuka och Nilsiä kommo till den slutsats, att förskjutningarna äfven träffat de öfre horisonterna i den kaleviska komplexen, så hafva dessa här gått genom dessas lägst liggande delar, d. v. s. träffat deras bottenbildningar, hvilka härigenom blifvit skjutna upp emot och in uti de yngre, jatuliska sedimenten.

Följande profil (fig. 18), som tänkes dragen från Pielisjärvi västra strand genom de jatuliska och kaleviska områderna på ömse sidor om Höytiäinen ända fram till de äldre ladogiska skiffrarna, åskådliggör huru jag tänker mig lagerföljden.




Längdskala 1 : 400,000.

*a)* Jatuliska kvartsiter; *b)* Jatuliska bottenbildningar; *c)* Kaleviska skiffrar; *d)* Kaleviska bottenbildningar; *e)* Ladogiska skiffrar; *f)* granitgneis.

Fig. 18.

Schematisk profil öfver skifferterrängen mellan Pielisjärvi och Höytiäinen.

## *Onegiska och jotniska formationer.*

Den jatuliska skifferkomplexen representerar de yngsta sediment, som i större utsträckning förekomma i sydöstra Finland. I ryska Karelen har däremot Ramsay[1]) i trakten kring sjön Onega nyligen konstaterat förekomster af tvänne formationer, som äro yngre än den jatuliska afdelningen. Af dessa likställer han en grupp af sandstenar och skiffrar med öfverliggande diabas-

[1]) *W. Ramsay:* Geol. För. i Sthlm Förh. Bd. 24 S. 28—36.

bäddar med sandstensformationen i trakten kring Björneborg och för efter Sederholm dessa bergarter till en *jotnisk* afdelning. Dessa sediment saknas åtminstone i fast klyft i finska Karelen. Däremot förekomma talrika block af jotniska sandstenar på holmarna i Ladoga äfvensom i morängruset i södra delarna af det Karelska näset, och detta talar sålunda för, såsom äfven Sederholm tidigare framhållit, att den jotniska formationen finnes i ett insänkt område uti de sydöstra delarna af det finska urberget. Ett stöd härför finna vi i de diabasförekomster, som iakttagas på holmarna i Ladoga (Mantsinsaari, Valamo). Dessa äro nämligen icke regionalmetamorfoserade bergarter och öfverenstämma i detta hänseende med olivindiabaserna i sydvästra Finland och med de jotniska diabasbäddarna i Onega området.

Till denna jotniska formationskomplex måste äfven räknas rapakivibergarterna. Äfven dessa äro representerade i sydöstra Finland, där de i trakten NO om Ladoga bilda ett stort område. Detta ligger så godt som på alla sidor omgifvet af granitgneis och ladogiska skiffrar, emot hvilka rapakivin stöter med skarpa gränser. Endast längst i NO, alldeles invid landgränsen, finnas smala lager af kvartsit äfvensom ett mindre område af diabas, hvilka direkt gränsa emot rapakivi. På grund af kvartsitens utseende har man skäl att antaga, att den är af jatulisk ålder. Diabasen, så vidt den tillsvidare är känd, har däremot ett utseende, som gör, att man vore benägen, att föra den till en yngre formation. Den har nämligen en föga förändrad struktur och innehåller icke uralitiseradt hornblende, hvilket städse är fallet med de jatuliska diabaserna. Emellertid äro såväl kvartsiterna som dessa diabaser äldre än rapakivin, hvilket bevisas däraf, att den senare vid gränsen innehåller fragment af diabas.

Den andra gruppen, som Ramsay uppställer, är äfven yngre än de jatuliska kvartsiterna, men däremot äldre än de jotniska bergarterna. Den sammansättes af sandstenar, lerskiffrar, dolomiter samt en serie af karaktäriska kolskiffrar. Dessa bergarter anses af Ramsay vara prekambriska och betecknas såsom

en skild afdelning, den *Onegiska,* hvilken således ligger emellan de jatuliska och jotniska formationerna.

Efter Ramsays undersökningar i Olonets är det emellertid numera tydligt, att vi äfven i vårt land äga rester af dessa sediment. Alldeles tätt intill ryska gränsen i Suojärvi och Salmis socknar hafva nämligen tidigare anträffats kolrika skiffrar och dolomiter, hvilka äga fullständigt samma utseende som Ramsays onegiska skiffrar.

Det är visserligen obetydliga rester af denna formation, som finnas på finska sidan; för kartläggningen af berggrunden i finska Karelen spela de därför ingen större roll, men de hafva sitt intresse däri, att de, så att säga, binda ihop aflagringarna inom Onega området med dem inom sydöstra Finland. Till de onegiska bildningarna på finska sidan höra måhända äfven några inom de sydöstligaste gränstrakterna i Suojärvi iakttagna diabasförekomster, där bergarten har ett mindre metamorfoseradt utseende än det, som karaktäriserar de basiska gångbergarterna inom de jatuliska aflagringarna.

## Hufvuddragen af sydöstra Finlands geotektoniska byggnad.

Bevisen för att de sedimentformationer, som här beskrifvits, genom diskordanser äro skilda från hvarandra, hafva tidigare anförts. Man frågar då, hvilken stratigrafisk ställning intaga dessa formationer till hvarandra och i hvilken grad hafva de invärkat på dessa landsdelars geotektoniska byggnad?

Uti ett för en tid sedan utkommet arbete har De Geer [1]) uppställt en hypotes, enligt hvilken hela Fennoskandias geotektoniska hufvuddrag vore betingade af en storartad bergveckning, som ägt rum i algonkisk tid och träffat icke allenast alla äldre sediment, utan äfven de aflagringar, som betecknats såsom dalasandstenar. Ett resultat af denna veckning vore äfven

[1]) *G. De Geer:* Om en algonkisk bergveckning inom Fennoskandias gränsområden Geol. För. i Sthlm. Förh. Bd. 21. 1899.

granitgneisens metamorfos och förskiffring, hvilken senare enligt De Geer sammanfaller med de algonkiska veckningszonernas axlar.

Denna hypotes har nästan enhälligt blifvit motsagd af svenska geologer, för så vidt den berör de västra delarna af det fenno-skandiska området [1]). Som stöd för sina antaganden åberopar De Geer dock äfven förhållandena i de ostfinska terrängerna. I det följande skola vi därför se, om dessa tala för den De Geerska hypotesen eller ej.

Det har upprepade gånger framhållits, att den östra begränsningen af de karelska sedimentformationerna är tämligen skarp och att den utmärkes af en i NNW—SSO gående, ställvis starkt uppkrossad skifferzon, som med vissa afbrott kan följas från Jänisjärvi norra strand ända upp till närheten af Sotkamo vattendrag. Emot denna zon äro de karelska formationerna skjutna så, att de äldre skiffrarna ligga öfver de yngre. Emellertid visar det sig, att denna gränszon icke betecknar gränsen för granitgneisområdet, utan tvärtom äfven genomgår stora områden af granitiska bergarter, som säkert äro yngre än en del af de skiffrar, som deltagit i öfverskjutningen. Vidare framgår det, att äfven på östra sidan af denna skarpa gränslinie finnas områden af starkt uppresta skiffrar, som äro anordnade med en alldeles annan strykning än den, som kännetecknar sedimentlagren vid hufvudgränsen. Redan detta talar sålunda emot, att förskiffringen af den äldre berggrunden vore åstadkommen under en och samma tid.

Men det omöjliga i ett dylikt antagande framstår tydligast, då vi granska hufvuddragen af veckningsaxlarnas riktningar uti de äldsta leden i denna berggrund. För att förtydliga förhållandena har jag på medföljande öfversiktskarta öfver berggrunden i sydöstra Finland, försökt att så noggrant som möjligt angifva bergarternas strykning genom att utsätta obrutna linier öfver de områden, där typiska skiffrar uppträda, vanliga strykningstecken åter i de granitiska terrängerna, härvid då iakttagande, att riktningen hos dessa angifver bergartens strykning. De skifferterränger, där varierande strykningsriktningar finnas, hafva betecknats med böjda, afbrutna sträck.

[1]) Geol. För. i Sthlm. Förh. Bd. 22, s. 116—135.

En flyktig blick på denna karta visar genast, att den NNW—SSO-liga strykningsriktningen är inskränkt till ett relativt smalt bälte, som från Ladogas norra strand sträcker sig fram genom hela sydöstra Finland. Hufvudmassan af berggrunden är däremot veckad i en riktning, som går i det närmaste vinkelrätt emot denna, d. v. s. i NO—SW. Särskildt är det af betydelse, att icke allenast granitgneisen, men äfven de yngre graniter, som uppträda i trakterna O och NO om Pielisjärvi sjö, hafva en dylik strimmighet, och att denna särskildt ofta iakttages vid gränserna emot skiffrarnas NNW-liga begränsningslinie, d. v. s. just på de ställen, där man skulle hafva minsta skäl att vänta en sådan, ifall en NW—SO-lig veckning åstadkommit äfven granitgneisens strimmighet. Men äfven där, hvarest skiffrarna i veckningsaxlarnas riktning stöta emot granitgneisen, såsom fallet är på västra sidan af Pielisjärvi sjö, är denna bergart ofta strimmig vinkelrätt emot skiffrarnas strykningsriktning. Detta kan på många ställen äfven i detalj iakttagas. Sålunda se vi det särskildt tydligt vid SO stranden af Pielisjärvi sjö, där de jatuliska kvartsiterna gränsa emot granitgneisen. Såsom tidigare visats, stöta här skiffriga bottenbergarter emot granitgneisen, *och dessas skiffrighet afskär då alldeles tvärt granitgneisens strimmighet.*

Dessa förhållanden bevisa således, att den NO—SW-liga strimmigheten hos granitgneisen måste vara uppkommen *mycket tidigare* än den NNW—SSO-liga veckningen. Men man kan ytterligare begränsa tiden för dess uppkomst. Uti konglomeratbäddarna i Kontiolaks, Nunnanlaks, Petrovaara, hvilka beskrifvits såsom kaleviska, se vi nämligen uti glimmerskiffermassan talrika block af en ytterst starkt deformerad granitisk bergart, som icke skiljer sig från de starkast strimmiga granitgneisar. Dessa ligga ofta så inbäddade i skiffern, att blockens strimmighet alls icke sammanfaller med skifferskikten, utan tvärtom i olika riktningar konvergera med dessa. Detta bevisar således, att granitgneisen erhållit hufvuddragen af sin nuvarande struktur, innan de kale-

viska konglomeraten bildats. *Granitgneisens strimmighet är således åtminstone prekalevisk.*

Huru förhåller sig då denna veckning till den, som träffat de ladogiska skiffrarna? En granskning af kartan, ger vid handen, att de ladogiska skiffrarna, om vi frånse den östligaste zonen, i trakterna mellan Ladoga och Saimen öfverallt äga utpräglad NO—SW-lig strykning och i trakterna kring Saima bäckenets östra delar en nästan O—W-lig eller WNW—OSO-lig. N härifrån, i Tuusniemi, Taipale och Polvijärvi socknar, d. v. s. i trakter, som ligga granitgneisterrängerna nära, blir strykningen åter NO—SW och sammanfaller fullständigt med strykningsriktningarna i granitområdena O om Pielisjärvi sjö.

Det framgår således, *att strykningen hos de ladogiska skiffrarna i sina hufvuddrag ansluter sig till granitgneisens skiffrighet.* Detta gäller dock hufvudsakligen dessa SO-liga delar af vårt land. I så godt som hela mellersta Finland äro nämligen skifferzonerna utdragna i en i det närmaste O—W-lig riktning och inom de olika terrängerna stryka skikten i hufvudsak åt samma håll, ehuru en mängd afvikningar förekomma, alldenstund skiffrarna här äro synnerligen starkt sönderbrutna. Denna mellersta Finlands uppveckning i O—W-liga zoner afviker således något ifrån den i sydöstra Finland. Emellertid är denna afvikning icke så stor, att den bestämdt skulle bevisa, att tvänne skilda veckningar träffat dessa skiffrar, ehuru å andra sidan *möjligheten* af ett sådant antagande icke är uteslutet.

De ladogiska skiffrarna genomdragas, såsom vi sett, af yngre graniter med hvilka de graniter sannolikt äro ekvivalenta, som på flere ställen genomtränga granitgneiserna O om skifferterrängerna. Nu finna vi, att äfven dessa graniter mångenstädes visa en strimmighet i NO—SW, ehuru dock äfven andra riktningar göra sig gällande. Emellertid framträder den NO—SW-liga strimmigheten uti trakterna O om Pielisjärvi med sådan styrka, att den icke kan anses vara betingad af tillfällig-

heter. Det ligger därför nära till hands att antaga, att denna är uppkommen samtidigt med uppveckningen af de ladogiska skiffrarna. Är detta riktigt och äro, såsom man åtminstone tillsvidare har skäl att antaga, dessa yngre graniter ekvivalenta med de postbottniska graniterna i mellersta Finland, *skulle således den veckning, som de ladogiska skiffrarna och granitgneisen undergått, med hänsyn till tiden kunna begränsas såsom postbottnisk.* Denna begränsning är dock i så fall endast en sådan uppåt. Man kan nämligen icke på grund af dessa iakttagelser sluta till, när denna veckning begynt eller om den måhända föregåtts af andra veckningar, som skett i samma riktning. Att granitgneisens struktur eller att de ladogiska skiffrarnas veckning uppkommit först under postbottnisk tid är sålunda alls icke sagdt; *det enda man säkert kan säga är, att en NO—SW-lig veckning ännu pågått i postladogisk tid.*

Vi betrakta nu de kaleviska skiffrarna. Dessa äro, såsom tidigare visats, genom tydlig diskordans skilda från de ladogiska skiffrarna och de postladogiska graniterna. Detta bevisas främst genom förekomsten af typiska konglomerat, i hvilka ingå fragment från dessa bergarter. Men förhållandena tala ytterligare för, att de kaleviska aflagringarna bildats under eller efter en tid, då åtminstone en del af granitgneisen varit så djupt eroderad, att de ladogiska sedimenten varit till stor del bortslitna. Detta framgår främst däraf, att kaleviska kvartsiter på flere ställen hvila direkt på granitgneisen. Vidare stödes antagandet däraf, att man kan bevisa, att hela den af granitgneis, ladogiska skiffrar och postbottniska graniter sammansatta berggrunden varit utsatt för en storartad prekalevisk förvittring.

Denna ger sig tillkänna däri, att de öfversta delarna af de ladogiska sedimenten innehålla bergarter (täljstenar), som otvifvelaktigt uppstått genom en kemisk deformation af starkt basiska eruptiv, samt däraf, att de kaleviska konglomeraten och bottenbildningarna äro uppfyllda med material, som måste betraktas såsom prekaleviska detritusrester. Ytterligare bevis finna vi i

förekomster af starkt förvittrade amfiboliter äfvensom i förekomsten af förvittringsstrukturer i den äldre berggrunden.

Dessa *täljstensartade amfiboliter* äro då något helt annat än de täljstenar, man anträffar i sammanhang med serpentinerna. De visa sig nämligen vara ytterligt starkt förändrade gabbrobergarter. I många af dem ser man nämligen ännu rätt väl bibehållen fältspat, hvarjämte strukturen ofta bär moderbergartens karaktär. Petrografiskt sammansättas de af klorit, talk, antigorit, malmmineral, karbonatmineral samt något plagioklas. Mängden af karbonatmineral är betydligt mindre än i talkmagnesitstenarna, och det är härvid icke magnesit utan kalkspat, som utgått som produkt af förvittringen. Kemiskt utmärka sig dessa bergarter genom en relativt hög procent af lerjord (6—9 %) och hög järnhalt (8—12 %). Till det yttre hafva dessa bergarter ofta ett kloritskifferartadt utseende samt kännetecknas ytterligare däraf, att ombildningen varit mycket ojämn, hvilket gör att starkt förvittrade, »täljbara», delar omväxla med hårda partier, där bergartens ursprungliga sammansättning ännu kan skönjas.

Dessa bergarter förekomma i stor mängd nära de kaleviska områdena. Sålunda finnas de såsom gångar i granitgneisen, som ligger emellan de kaleviska kvartsitryggarna i Petrovaara by i Juuka socken (jmfr. kartan fig. 9, s. 93) och likaså i trakten kring Nunnanlaks by, där äfven de typiska talkmagnesitstenarna anträffas. Men de hafva äfven iakttagits inom vidt från hvarandra belägna delar af det stora granitgneisgebitet O om Pielisjärvi sjö. De anträffas nämligen i Ilomants, Pielisjärvi, Nurmes och Sotkamo socknar; till och med i granitterrängerna i Nilsiä, Iisalmi och Kuopio socknar äro de vanliga.

Men äfven själfva granitgneisen företer ännu spår af en vidtgående förvittring. Det har tidigare framhållits, att denna bergart i närheten af sådana ställen, där den kaleviska bottnen sticker fram, har en struktur, som visar, att den till en viss grad undergått en kemisk dekomposition. En dylik struktur iakttages dock äfven långa vägar bort ifrån skiffergränserna. Sålunda är den mycket

vanlig i granitgneisområdet O om Pielisjärvi. Den yttrar sig här däri, att bergarten har ett halft klastiskt utseende, i det att större fältspater förekomma i splittriga fragment uti en hufvudsakligen af fältspat och kvarts sammansatt bergartsmassa, där äfven den splittriga formen hos mineralkornen tydlig framträder. Vidare är bergarten synnerligen rikligt uppfylld af muskovit och epidot, som stundom förekomma i sådana mängder, att de till en del förtränga fältspaterna.

Allt detta visar således, att förvittringen måste hafva skurit djupt in i den granitiska berggrunden, som utgjort underlaget för de kaleviska sedimenten, alldenstund vi ännu, oaktadt senare erosioner, finna rester af de då uppkomna förvittringsprodukterna.

Att nu denna regionala förvittring, åtminstone till hufvudsaklig del, är af prekalevisk ålder framgår däraf, att dessa bergarter mångenstädes äro prässade, in i de ONO—WSW-liga strykningsriktningarna, att de täljstensartade amfiboliterna på flere ställen genomdragas af granitgångar, som icke äro nämnvärdt förvittrade, äfvensom däraf, att de, då de förekomma i sammanhang med kaleviska bildningar, städse anträffas i dessas bottenlager, men saknas i deras öfre. Man kan således antaga, *att de kaleviska sedimenten aflagrats på en förvittrad botten, hvilken sannolikt redan varit veckad i samma riktning, som de ladogiska skiffrarna.*

Däremot är det tydligt, att själfva de kaleviska skiffrarna icke träffats af denna veckning, utan af en, som tvärt afskär de äldre veckens axlar. Alla dessa bergarter stryka nämligen i NNW—SSO och luta nästan öfveralt åt W; men ingenstädes i dem finner man spår af den ladogiska veckningen.

Det är nu denna kaleviska zon, som gifvit karaktär åt de karelska terrängerna, ty den går som en ryggrad genom denna del af landet. Dock framgår det, att denna veckning icke sträckt sig ut öfver blott de kaleviska skiffrarna, utan äfven omfattat en del af de ladogiska sedimenten och till och med i viss grad tryckt sin prägel på den ännu äldre granitgrunden. Sålunda äro de ladogiska skiffrarna i Impilaks, Ruskeala, Tohmajärvi,

östra Rääkkylä och norra Polvijärvi, som stöta emot de kaleviska, veckade på detta sätt, och i de isolerade granitområden, som i Kontiolaks och Polvijärvi omslutas af kaleviska skiffrar, liksom i hela den granitiska terrängen mellan Juuka och Sotkamo, se vi jämte den ladogiska strykningsriktningen vanligen en NNW—SSO-lig strimmighet. Intressanta och upplysande äro härvid de trakter, där den äldre veckningsriktningen stöter emot den kaleviska. Vi finna nämligen här tydliga bevis för att en omkastning af veckningsaxlarna skett. Sålunda ser man i västra Tohmajärvi och Rääkkylä äfvensom i västra Libelits tvänne veckningar, som korsa hvarandra, ty vi iakttaga här såväl en NNW—SSO-lig som en O—W-lig strykning hos skikten. I synnerhet på holmarna på gränsen mellan Rääkkylä och Libelits är det ofta svårt att säga, hvilkendera riktningen som förhärskar. Äfven i Polvijärvi är det tvära afbrottet uti den västerut härskande NO—SW-liga strykningen i ögonen fallande. Afbrottet är dock ingenstädes så plötsligt eller skarpt, att man skulle komma att tänka på några bestämda brottlinier. Sådana hafva icke häller påvisats i dessa trakter.

Denna kaleviska riktning synes emellertid icke vara inskränkt uteslutande till den omnämda zonen, som sträcker sig från norra stranden af Ladoga mot Pielisjärvi västra strand. I trakten W om sistnämda sjö uppenbarar den sig nämligen efter ett kortare afbrott, där den äldre veckningen dominerar, åter i Nilsiä socken och, så vidt man af äldre landtmäterikartor kan sluta, synes den NW—SOliga riktningen vara rådande ännu mycket längre västerut i Kuopio, Maaninka, Pielavesi och Iisalmi socknar, trakter som så att säga ligga i hjärtat af Finland. Äfven i SW härifrån finna vi stora områden med samma karaktär. Så t. ex. stryka skiffrarna i ett stort område i Juva och Pieksämäki socken öfveralt i NW—SO.

Allt detta bevisar således, att äfven den NW—SO-liga veckningsriktningen uppstått genom en storartad veckningsprocess, som öfvergått det fennoskandiska urbergsområdet.

Nu uppstår emellertid frågan, har denna veckning ägt rum

först i jatulisk eller postjatulisk tid, eller kunna vi spåra begynnelsen till denna ännu tidigare. Den förra åsikten har uttalats af De Geer.

Att äfven de jatuliska lagren varit med om en veckning, som åstadkommit NNW—SSO-liga axlar, är säkert. Så godt som hela den jatuliska formationen i Finland är nämligen, såsom vi sett, skjuten under de kaleviska sedimenten. Emellertid finnas äfven förekomster af jatuliska kvartsiter med en annan veckning. I Suojärvi finnas nämligen tvänne kvartsitområden, där bergarten har jatulisk karaktär och där lagren med tämligen brant resning stryka i NO—SW, d. v. s. i den prekaleviska strykningsriktningen. Detta bevisar således, att NW—SO-liga veckningsaxlar icke äro utmärkande för *alla* jatuliska terränger.

Betrakta vi de bergarter, som stöta ihop i den kaleviska veckningsriktningen med hänsyn till den metamorfos de förete, så framträder ytterligare en synpunkt af vikt. Det visar sig nämligen, *att de jatuliska sedimenten äro mycket svagare skiffriga än de kaleviska,* hvilket framgår af de jatuliska kvartsiternas halft klastiska struktur äfvensom däraf, att förskiffringen icke helt och hållet utplånat den ursprungliga skiktningen hos bergarten. Också de i de jatuliska kvartsiterna ingående basiska lagergångarna äga en ursprungligare struktur än dylika bergarter i de kaleviska sedimenten, hvarjämte de i allmänhet ej förete någon nämvärd skiffrighet. Huru förklara detta, i fall den NW—SO-liga veckningen vore uppkommen först under postjatulisk tid? Vore detta fallet, skulle man ovilkorligen vänta sig, att just de mot bottnen liggande delarna, där trycket varit störst, blifvit förskiffrade åtminstone lika starkt som de närmast ofvanliggande, låt vara äldre skiffrarna. Men det är icke nog med, att de jatuliska lagren i allmänhet äro mindre starkt skiffriga än de närliggande kaleviska skiffrarna, det visar sig äfven, att de senare snarare äro starkare skiffriga ju längre västerut de kaleviska terrängerna ligga. Jag refererar i detta hänseende till de skildrade kvartsitområdena i Juuka och Nilsiä.

Dessa förhållanden kunna, synes det mig, icke förklaras på

annat sätt än genom antagandet, att *den veckning, som åstadkommit de kaleviska skiffrarnas strykning är prejatulisk.* Åtminstone i sådana terränger, där den satt sin prägel på de kaleviska skiffrarna, måste den vidare i sådant fall vara af *postkalevisk ålder.* Härmed är dock icke sagdt, att alla de äldre terränger, som utmärkas af NW—SO-liga veckningsaxlar blifvit veckade under denna tid. Tvärtom kunde man väl tänka sig att en dylik veckning försiggått äfven uti prekalevisk tid, ehuru den ånyo upprepats i kalevisk och jatulisk tid. De i NW—SO uppveckade terrängerna af äldre skiffrar i Saimabäckenet samt i trakterna W och N om Nilsiä äfvensom i de sydvästra delarna af Finland, N om Björneborg, tala för ett sådant antagande.

Enligt här framställda synpunkter skulle således sydöstra Finlands geotektoniska byggnad i sina hufvuddrag vara betingad af veckningsprocesser, som nått sin höjd redan under prejatulisk tid, ehuru de fortsatts i postjatulisk tid. Stratigrafin i de undersökta terrängerna ådagalägger emellertid, att dessa veckningar åstadkommit utpräglade brottlinier eller rättare zoner af brottlinier, som sträcka sig i veckningsaxlarnas riktningar. I synnerhet framstå dessa tydligt i de kaleviska och jatuliska terrängerna. Det förefaller då sannolikt, att just dylika brottliniezoner, som uppstått under de äldre veckningarna, i viss mån varit bestämmande för riktningen och läget af förskjutningszonerna från senare tider, i synnerhet, ifall de äldre veckningarna varit kraftigare än de yngre. Sålunda synes det vara antagligt, att den postjatuliska veckningen i regeln anpassat sig efter de riktningar, som voro anlagda genom den prejatuliska veckningen. I de fall åter, då de jatuliska lagren stryka i den ladogiska strykningsriktningen, såsom t. ex. i den omnämda terrängen i Suojärvi, kunde detta förklaras genom att antaga, att en framträdande prekalevisk brottliniezon går fram i denna trakt. I själfva värket styrkes detta antagande af vissa förhållanden. Det är nämligen i ögonen fallande, då man närmare granskar kartan öfver denna trakt, där strykningsriktningarna äro utsatta, att den nordligare af de omnämda jatuliska kvartsitzonerna i Suojärvi stryker fram i en rikt-

ning, som, ifall man tänker sig den utdragen mot SW, sammanfaller med Saimens sydöstra strand, där gneiserna äga den ladogiska strykningsriktningen, medan samma bergarter i trakten genast N härom stryka i en riktning, som skarpt konvergerar emot den förra.

Det vore enligt denna uppfattning således hufvudsakligen just förekomsten af *äldre* brottlinier, som varit af afgörande betydelse för, att de olika skifferformationerna blifvit hopveckade utefter en så skarp gräns, som fallet är i sydöstra Finland. Naturligtvis har dock äfven karaktären af den äldre berggrunden, haft ett visst inflytande. Sålunda synes det vara högst antagligt, att just de väldiga områden af granitgneis, som finnas i dessa trakter, spelat en betydande roll för uppkomsten af vecknings- och förskjutningszoner, i det att dessa sannolikt ursprungligen anpassat sig efter granitgneisens gränser eller rättare former. Men detta blir då något helt annat än hvad De Geer framhållit, ty granitgneisen skulle enligt här framställda uppfattning hafva varit af dominerande betydelse för uppkomsten af de *äldsta* veckningsriktningarna, medan De Geer anser densamma hafva spelat afgörande in för uppkomsten af den sista prekambriska veckningen i NW—SO. Det sistnämda kan nu icke, såsom vi sett, hafva varit fallet, åtminstone inom den karelska terrängen, ty där gå de NW—SO-liga skifferzonerna fram, oberoende af om bottnet för dem är en granitgneis eller yngre granit. Däremot kan man på grund af läget af de ladogiska skiffrarna och en del jatuliska lager antaga, att granitgneisen möjligen redan i ladogisk tid bildadt ett starkare framhäfdt område i trakterna närmast N om Ladoga, hvilket sedermera, då de yngre veckningarna försiggingo, i viss mån verkade riktande på anordningen af förskjutningszonerna, i det att detsamma på sätt och vis fungerade såsom en kärna, som tog emot trycket för de olika veckningarna.

Såsom vi sett, utmärkas såväl de kaleviska som de jatuliska komplexerna af basiska gångbergarter, hvilka såsom lagergångar genomdraga skiffrarna. Äfven i de ladogiska skiffrarna finna vi talrika amfiboliter, som äga ett likartadt uppträdande, och enligt

Ramsay (l. c.) äro lagergångar af diabas synnerligen allmänna också i de onegiska aflagringarna. Det är härvid påfallande, åtminstone hvad de finska terrängerna vidkommer, att dessa basiska bergarter uppträda i större mängd i sådana trakter, där förkastningszoner äro allmänna. Detta talar då möjligen för, att de basiska gångbergarterna frambrutit vid *början* af en veckningsprocess, hvarunder förskjutningar i berggrunden uppstodo. Härmed skulle sålunda erhållas förklaringen till, hvarför dessa bergarter åtfölja alla de sedimentaflagringar, som varit med om starka veckningar.

Emellertid tala förhållandena äfven i sådana bergartsområden, som icke blifvit veckade, för att förkastningar i berggrunden föregått eruptionerna. Sålunda äro de finska rapakiviområdena, sedda i stort, så begränsade, att man har skäl att antaga, att deras gränser stå i sammanhang med förekomsten af brottlinier. På annat ställe [1]) har jag betonat, hurusom den äldre berggrunden genast N om rapakivimassivet i Jaala socken i södra Finland genomdrages af ansenliga förkastningszoner, hvilka gå i NO—SW och parallelt med rapakiviområdets norra gräns. Dessa förkastningszoner visa sig vara äldre än rapakivin, men sannolikt ungefär samtidiga med frambrytandet af de labradorporfyrer och diabaser, som icke allenast här utan äfven vid andra rapakiviområden förekomma utmed dessas gränser. Detta bevisas däraf, att förkastningszonerna på några ställen utfyllas af eruptiva breccior, där en föga metamorfoserad diabas innehåller fragment af den sönderkrossade sidostenen. Vidare är det anmärkningsvärdt att rapakiviområdenas gränser i stora drag följa de omnämda NO—SW-liga och NW—SO-liga riktningarna. Sålunda framträda dessa begränsningar tydligt vid det åländska massivet, där särskildt den sydliga begränsningslinien noggrant går i NO—SW. Äfven i det sydvästfinska rapakivimassivet iakttages detsamma. Här äro de NW—SO-liga linierna skildt tydliga, och dessa framträda skarpt äfven vid det stora Viborgska massivet äfvensom i området vid

[1]) *Benj. Frosterus:* Öfversiktskarta öfver Finland. Sek. C. 2. Beskrifn. till bergartskartan.

Ladogas nordöstra strand. Det kunde visserligen anmärkas, att äfven andra begränsningsriktningar förekomma vid rapakiviområdena, men det skall dock vid närmare undersökningar framgå, att rapakivin vid dessa ofta visar en olika strukturell utbildning, som, så att säga, står i sammanhang med den nivå gränsen intagit i förhållande till rapakivimassivets yta vid tiden för dess eruption. Såsom jag på ofvan citeradt ställe framhållit, kan man nämligen, särskildt i det Viborgska rapakivimassivet, särskilja mellan djupkontakter och ytkontakter, hvarmed under den förra benämningen åsyftas sådana gränser, som legat så pass djupt ned i rapakivimassivet, att sidostenens eller atmosfärens inflytande icke varit af någon betydelse för rapakivins struktur, medan i motsats härtill ytkontakterna kännetecknas af strukturer, som betingats af sidostenens eller atmosfärens närhet. Vid djupkontakterna ser man således äfven omedelbart invid sidostenen en äkta granitoid struktur, som icke skiljer sig från den hos rapakivin midt in uti massiven, vid ytkontakterna däremot i regeln en kvartsporfyrisk utbildning af bergarten.

Nu är det påfallande, att den om djupkontakter vittnande utbildningen hos rapakivin i regeln just iakttages där, hvarest rapakivimassiven utmärkas af rakliniga i NW—SO eller NO—SW gående gränser, medan ytstrukturerna finnas där, hvarest gränslinierna äro oregelbundna. Ifall nu rapakivimassiven, såsom af finska geologer allmänt antages, representera lakkoliter, kan man vidare antaga, att dessas frambrytande föregåtts af förkastningar i den äldre berggrunden, hvarvid förkastningszonerna anpassat sig i de nämda riktningarna. Dessa äro därför tydliga öfverallt, där rapakivin icke varit i tillfälle att skjuta öfver den ursprungliga begränsningsytan.

De förkastningar, efter hvilka rapakivieruptionerna skett, åtföljdes emellertid icke mera af veckningar af den äldre berggrunden, ty såsom bekant visa rapakivibergarterna icke spår af på dem utöfvadt bergskedjetryck. Detta skulle dock med nödvändighet måste vara fallet, ifall de varit med om de veckningsprocesser som skjutit upp de jatuliska lagren emot granitgneisen i sydöstra

Finland, ty de förekomma i direkt beröring med rapakivimassivet vid Ladogas NO strand.

Nu äro emellertid äfven de i ryska karelen förekommande onegiska sedimenten, som enligt Ramsay äro yngre än de jatuliska, svagt veckade. De måste således äfven vara äldre än rapakivin. Däremot äro de jotniska sandstenslagren i Björneborgstrakten äfvensom motsvarande bildningar i Ryska karelen yngre än rapakivin, som således med hänsyn till sin bildningstid ligger emellan onegiska och jotniska sedimentaflagringar.

Man kan således antaga, att den yngsta veckning, som träffat det finska urberget är onegisk samt att efter denna tid blott förkastningar i berggrunden förekommit. Men äfven dessa synas i så fall till sina hufvudriktningar hafva anpassat sig efter de äldre riktningar, som dominerat under veckningsprocesserna och man kommer sålunda till den slutsats, att de *ladogiska och kaleviska veckningsriktningarna tryckt sin prägel på hela det sydfinska urberget.*

## Indelning af sydöstra Finlands bergartsformationer.

Det återstår att med några ord beröra indelningen af de i det föregående skildrade formationerna. Frågan är härvid om de skildrade kaleviska skiffrarna skola betraktas såsom arkäiska eller algonkiska i den mening Sederholm fattat dessa begrepp. Enligt Ramsay skulle den kaleviska formationskomplexen motsvara en mycket ung del af den prekambriska berggrunden (l. c. s. 33). Detta påstående är dock icke riktigt hvad de finska bergarterna vidkommer. De kaleviska aflagringarna äro nämligen, såsom vi sett, oftast ytterst starkt veckade, så att t. o. m. de minst metamorfoserade kvartsiterna hafva blifvit fullständigt kristallina. Öfverhufvud visa dessa bergarter en lika hög grad af metamorfos, som leden i den bottniska formationen i sydvästra Finland, och egentligen är det blott frånvaron af granitinträngningar, som skiljer de kaleviska skiffrarna åt från de bottniska. Det kan därför råda olika meningar, om dessa bergarter skola föras till det algon-

kiska systemet eller till den arkäiska basalkomplexen. Vill man till det förra hänföra blott de aflagringar, som förete en tydligt igenkänbar klastisk struktur, skulle de kaleviska skiffrarna falla utom detta, vill man däremot i detta insätta alla sedimentformationer, som äro yngre än de bottniska graniterna, blir förhållandet ett annat. Fasthåller man vid det sista, synes dock den undre gränsen för de algongiska formationerna blifva tämligen godtycklig, i det att den blott bestämmes af en diskordans, som utmärkes af större granitintrusioner. En dylik diskordans kan dock endast äga betydelse, sålänge algonkiska graniter icke blifvit påträffade. Man kan därför ifrågasätta det naturliga i att betrakta den såsom en systemgräns, i synnerhet ifall på båda sidor om det samma finnas lika starkt veckade formationer. Vi behöfva blott föreställa oss, att vi i framtiden anträffa kaleviska områden med inträngningar af yngre graniter, hvilket alls icke är otänkbart, och vi inse, att frågan om, hvar den algonkiska gränsen bör ligga blir ännu tvifvelaktigare. Öfverhufvud är hela begreppet algonkisk såsom term för en del af de prekambriska formationerna ytterst sväfvande, och Sederholm har därför äfven uttryckligen betonat, att han användt det helt och hållet provisoriskt. Det kan därför ifrågasättas, om det icke vore ändamålsenligare, att låta hela termen algonkisk bortfalla och blott fasthålla vid termerna *katarkäisk basalkomplex* och *prekambriska* formationer. De senare skulle således omfatta äfven alla arkäiska formationer, medan den katarkäiska basalkomplexen betecknade liggandet för dem.

Följande schema är uppställdt enligt denna indelningsprincip. Parallelt med bergartsformationerna i östra Finland äro i detta insatta de uti västra Finland.

**Schema öfver bergartsformationerna i Södra Finland.**

| | | Östra Finland. | Västra Finland. |
|---|---|---|---|
| *Prekambriska, inclusive arkäiska formationer.* | Jotnisk afdelning. | *Valamo diabas.*<br>Sandstenar (insänkt formation vid Ladoga).<br>*Rapakivi.* | *Olivindiabas.*<br>Sandstensformationen vid Björneborg.<br>*Rapakivi.* |
| | | Diskordans. | |
| | Onegisk afdelning. | *Diabas (?)*<br>Kolrika skiffrar. | |
| | | Diskordans. | |
| | Jatulisk afdelning. | *Uralitdiabaser.*<br>Lerskiffrar.<br>Dolomiter.<br>Kvartsiter.<br>Konglomerat och bottenskiffrar. | |
| | | Diskordans. | |
| | Kalevisk afdelning. | *Amfiboliter.*<br>Kvartsitskiffrar.<br>Dolomitiska kalkstenar.<br>Fylliter och glimmerskiffrar.<br>Kvartsiter (t. e. d. glasiga, t. e. d. rika på sericit).<br>Konglomerat och bottenskiffrar. | |
| | | Stor diskordans. | |
| | Bottnisk afdelning. | *Urbergsgraniter.*<br>[t. e. d. postbottniska, t. e. d. sannolikt prebottniska]. Motsvarande skifferformationer icke påvisade i Östra Finland. | *Yngre urbergsgraniter.*<br>Tammerforsskiffrarna o. uralitporfyriter.<br>Konglomerat. |
| | | | Stor diskordans. |
| | Ladogisk afdelning. | Talkmagnesitstenar.<br>*Olivinstenar och serpentin.*<br>Glasiga kvartsiter.<br>*Amfiboliter (hyperiter)*<br>Glimmerskiffrar o. gneiser.<br>Amfiboliter och kalkstenar.<br>Ögongneis. | *Äldre arkäiska graniter.*<br>Äldre skiffrar i västra Finland. |
| | | Stor diskordans. | |
| *Katarkäisk basalkomplex.* | | Granitgneiser. | |

**Referat:**

## Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland.

Das südöstliche Finland (Karelien) hat sich als eine der wichtigsten Gegenden für das richtige Verständniss der praekambrischen Formationen unseres Landes erwiesen. Es hat sich nämlich ergeben, dass hier das Liegende aller praekambrischen Schieferformationen vorkommt, sowie auch dass hier von den letzteren solche Sedimentformationen auftreten, welche im südwestlichen Finland fehlen. Dem Verfasser ist es daher zweckmässig erschienen, eine Übersicht über die bis jetzt in diesem Gebiete gemachten Beobachtungen vorauszusenden, um später eingehende Studien zu veröffentlichen.

### Das Liegende der Schieferformationen.

Die Gesteinsunterlage, welche älter ist als alle Schieferformationen, hat einen granitischen oder gneissigen Character. Sehr wahrscheinlich enthält sie aber mehrere Glieder, die von einander geologisch verschieden sind, obwohl man sie nicht scharf von einander trennen kann. Alle die hierzu gehörigen, ältesten Gesteine, fasst der Verf. unter der Bezeichnung *Granitgneiss* zusammen und versteht also damit, alle die granitischen oder gneissigen Gesteine, welche älter sind als alle ihrem Alter nach bestimmbaren, typischen Schiefer des südöstlichen Finland.

Das Kennzeichen dieser Gesteine ist eine stark deformierte Struktur. Jedoch unterscheiden sich die Granitgneisse in dieser Hinsicht oft nicht von den »bottnischen» und »praebottnischen» Graniten im südwestlichen Finnland, welche Sederholm näher be-

schrieben hat. Es kommen *rote* und *graue* Varietäten vor, von welchen besonders die letzteren grosse Ähnlichkeit mit dem »älteren» grauen Granite in Südwestfinland haben.

Die Granitgneisse umfassen ein sehr grosses Gebiet, welches sich östlich der südostfinnischen Schiefer ausdehnt und sich wahrscheinlich bis zum weissen Meere erstreckt. Jedoch kann man nachweisen, dass in diesem gewaltigen Massive wenigstens ein Granit vorkommt, der jünger ist als die ältesten Schiefer. Er ist aber oft so innig mit dem Granitgneisse, den er in Adern und Gängen durchschwärmt, verbunden, dass man ihn kartographisch vom letzteren nicht trennen kann.

Für das Granitgneissgebiet in gewisser Hinsicht characteristisch ist auch das Auftreten von *Amphiboliten*. Die Mehrzal derselben sind aller Wahrscheinlichkeit nach dynamometamorphosierte basische Ganggesteine (Diabase). In mehreren kann man nämlich noch eine deutliche gabbroide Struktur erkennen. Sie ähneln überhaupt sehr den schwedischen Hyperiten. Die geologische Stellung aller in dem Granitgneisse auftretenden Amphiboliten zu bestimmen ist aber nicht möglich. Auch in den jüngeren Schiefern findet man nämlich Gänge von ganz ähnlichen Gesteinen, und man kann deswegen nur annehmen, dass im Granitgneisse mehrere Ganggesteine verschiedenen Alters vorkommen.

## Die Schieferformationen.

Die Schiefer im südöstlichen Finland nehmen den östlichen Theil eines grossen Gebietes ein, welches sich von W nach O durch das südliche Finland erstreckt. Die gegen den Granitgneiss sehr scharf sich abhebende Ostgrenze desselben erstreckt sich von der Gegend des Ladogasees in nordnordwestlicher Richtung durch das ganze Karelien. Petrographisch sind die Schiefer einander sehr ähnlich. Dagegen kann man auf Grund ihres verschiedenen Verhaltens gegen einen jüngeren Granit wie auch des Vorhandenseins deutlicher Bodenbildungen hier wenigstens drei verschiedene Formationskomplexe unterscheiden.

## *Ladogische Schiefer.*

Als solche werden die *ältesten* Schiefer in Karelien bezeichnet. Sie umfassen den Haupttheil des Schiefergebietes und bestehen aus *Glimmergneissen, Glimmerschiefern* und *Phylliten.* Die Glimmergneisse und Glimmerschiefer stehen einander petrographisch sehr nahe. Als Einlagerungen kommen Amphibolite, Quarzite und kristallinische Kalksteine und Graphitschiefer vor.

Kontakte, wo diese Schiefer direkt auf dem Granitgneiss liegen, sind verhältnissmässig selten, was dadurch bedingt ist, dass *jüngere* Schieferkomplexe, *unter* die älteren unterschoben worden sind, und somit die Grenzzonen bilden. In SO und NW findet man jedoch Kontakte zwischen dem Granitgneiss und den ladogischen Schiefern, und sie beweisen, dass der Granitgneiss älter ist als die Schiefer. Obwohl der Granitgneiss in der Gegend nächst dem Nordufer des Ladogasees kleinere Massive bildet, welche ringsum von den Schiefern umschlossen sind, sieht man jedoch nie eine Durchdringung der letzteren durch den ersteren. Trotzdem fehlen hier Konglomerate oder andere typische Bodenbildungen an der Grenze. An ihrer Stelle ist aber der Schieferkontakt ohne Ausnahme durch eine Zone gekennzeichnet, die von oben nach unten aus *schiefrigen Amphiboliten* und *dolomitischen Kalksteinen* zusammengesetzt ist.

Diese Kontaktzonen findet man aber nicht i NW, wo die Schiefer in der Gegend W vom See Pielisjärvi mit dem Granitgneiss in Berührung treten. Dagegen sind die Gneisse hier am Kontakte mit dem Granitgneiss zu eigenartigen *Augengneissen* ausgebildet. Die Augenstruktur ist dadurch bedingt, dass linsenförmige »Augen» von Feldspath oder einem Gemenge von Feldspath und Quarz die Schiefer ausfüllen (Fig. 1. Taf. VII). Diese Ausbildungsform zeigt scheinbare petrographische Übergänge zum Granitgneiss. Daraus lässt sich schliessen, dass diese Schiefer eine Art von Bodenbildungen darstellen, die verwandt mit Konglomeraten ist, und die wahrscheinlich durch trockene Verwitterung

entstanden ist in Analogie mit ähnlichen recenten Bildungen in modernen Wüstengebieten.

Die ladogischen Schiefer sind von allen anderen dadurch unterschieden, dass sie von einem *jüngeren Granit* durchdrungen sind. In dieser Hinsicht werden sie mit den Schiefern im mittleren Finland zusammenfallen, und man ist deswegen geneigt die Schiefer im südöstlichen Finland mit den von Sederholm geschilderten »älteren Schiefern» in Südwestfinland zusammenzufassen. In den südöstlichsten Theilen Finlands sind aber die Schiefer im Allgemeinen nicht so intim von Granitadern durchdrungen wie in den mehr nach W liegenden Theilen des Schiefergebietes. Echte »*Adergneise*» kommen deswegen im Allgemeinen nicht vor.

Während man in Südwestfinland zwei verschiedene Granite nachweisen kann, welche die Schiefer durchsetzen und von denen der eine älter ist als die s. g. bottnischen Schiefer, ist eine solche Trennung der Schiefer Südostfinlands nicht möglich. Hier kann man nämlich nicht die Granite in ältere und jüngere eintheilen, weil sie alle, mit Ausnahme des Granitgneises, jünger sind als die ladogischen Schiefer. Damit ist jedoch nicht gesagt, dass alle Granite vom selben Alter wären. Schon gewisse petrographische Verschiedenheiten zwischen den Granittypen sprechen dafür, dass sie auch geologisch verschieden sind. Ferner erhellt dies aus dem Vorkommen von granitischen Gangsystemen, welche die Schiefer durchsetzen. Fig. 1 stellt ein solches Gangsystem auf der Insel Hirvisaari im Kirchspiel Nilsiä vor. Vier von einander getrennte Gruppen von Gängen durchqueren hier einander sowie auch die Schiefer. Die ältesten unter ihnen sind aderartig in die Schiefer eingedrungen.

Bei näherer Beobachtung der Grenzgebiete zwischen den Schiefern und Granitgneisen geht hervor, dass wenigstens ein Granit in dem Granitgneisse vorkommt, der zugleich jünger als die Schiefer ist. Man kann deswegen sagen, dass grössere Gebiete im N und O der Schiefergebiete von einem Granit eingenommen sind, der jünger ist als sowohl die Granitgneise wie auch die ladogischen Schiefer.

## *Verschiedenen Horizonte in den Ladogischen Schieferkomplexen.*

Obwohl der ladogische Schieferkomplex im Allgemeinen einförmig aufgebaut ist, deuten jedoch gewisse Verhältnisse darauf hin, dass einige der Schiefer verschiedenen Niveaus des Komplexes angehören.

So scheinen die *glasigen Quarzite,* die oft durch petrographische Übergänge mit den Glimmerschiefern verbunden sind, aller Wahrscheinlichkeit nach zu den *obersten Theilen* des Schieferkomplexes zu gehören. Hierfür spricht dass seltene Vorkommen granitischer Gänge in den Quarziten, obwohl diese oft in solchen Gegenden liegen, wo die Glimmergneisse reichlich von Granitadern durchdrungen sind.

In gewissem Zusammenhang mit diesen Quarziten scheinen weiter Gesteine, die als *Olivinfelse, Asbestfelse* und *Serpentine* bezeichnet werden müssen, zu stehen. Diese Gesteine treten in linsenförmigen Massen zwischen Glimmerschiefern oder den genannten Quarziten auf, und müssen als mehr oder weniger umgebildete Produkte eines olivinreichen Pyroxengesteines betrachtet werden. Die Olivinfelse, welche aus Olivin, Tremolith und Serpentin zusammengesetzt sind, stehen wahrscheinlich dem Muttergesteine am nächsten. Die Asbestfelse sind fast nur von einem strahlsteinsartigen Minerale zusammengesetzt, das eine chemische Zusammensetzung ähnlich der des Talkes besitzt. Die Serpentine bestehen fast nur aus Antigorit, obwohl man noch oft eine Andeutung zu Olivinstruktur bemerkt. Diese Gesteine sind *älter* als einer der Granite, denn an einer Stelle im Kirchspiel Heinävesi ist der Serpentin von einem Granitgang durchsetzt. Dieser Granit stimmt petrographisch vollständig mit den jüngeren Granit überein, welcher die Schiefer in derselben Gegend durchquert.

Im engen Zusammenhange mit den Serpentinen stehen »*Talkmagnesitgesteine*», welche lagerartige Massen in den ladogischen Schiefern bilden. Diese Gesteine werden gewöhnlich als Topfsteine (täljsten) bezeichnet. Sie sind nämlich durch eine geringe Härte (2—3) gekennzeichnet. Die Zusammensetzung ist

Talk, Magnesit und etwas Magnetit und Chromit. Talk und Magnesit kommen zu fast gleichen Theilen vor, wie aus den Analysen S. 53 u. 54 näher hervorgeht. Zu den Serpentinen zeigen diese Gesteine Übergänge, und man muss deswegen annehmen, dass die Talkmagnesitgesteine aus jenen durch Verwitterung entstanden sind.

Die Theile der ladogischen Schiefergebiete, wo die ebengenannten Gesteine auftreten, müssen in Folge der erwähnten Thatsachen als die *obersten* des Schieferkomplexes betrachtetet werden. Die Serpentine, Olivinfelse und Asbestfelse würden also verschiedenartige, durch verschiedene Metamorphose entstandene Ausbildungsformen eines ursprünglichen olivinreichen Pyroxen- oder Hornblendegesteines sein. Wo die metamorphosierende Einwirkung der granitischen Massive, welche die Schiefer durchsetzen, intensiver gewesen ist, dort sind Olivin- und Asbestfelse entstanden, an Stellen aber, wohin die Granitintrusionen sich nicht erstreckt haben, findet man Serpentine und Talkmagnesitgesteine. Die östlichst belegenen Theile des Schiefergebietes stellen deswegen das Dach eines Lakkolithes vor, das mit den Granitlakkolith des centralen Finlands nicht in Berührung gekommen ist.

## Jüngere Schieferformationen.

An der Ostgrenze des ladogischen Schiefergebietes stehen Schiefer an, welche jüngere Bildungen sind als dieses das älteste Schiefergebiet. Sie können in drei Formationskomplexe eingetheilt werden.

### *Kalevische Schiefer.*

Als solche fasst der Verf. eine Gruppe von Schiefern zusammen, die jünger sind als die jüngsten Granite, älter aber als die an der Grenze gegen die Granitgneisse liegenden klastischen Quarzite. Den Namen »kalevisch» haben W. Ramsay und der Verf. zusammen aufgestellt.

Der kalevische Schieferkomplex ist von *Glimmerschiefern,*

*Phylliten, dolomitischen Kalksteinen, Quarzitschiefern, Amphiboliten* und *Konglomeratschiefern* zusammengesetzt. Petrographisch unterscheiden sie sich nicht scharf von den ladogischen Schiefern. Dass sie jedoch von diesen geologisch getrennt werden müssen, dafür sprechen zahlreiche Vorkommnisse von sehr deutlichen *Bodenbildungen.*

Diese letzteren sind besonders schön ausgebildet an den Grenzen einiger granitischer Massive (Granitgneis?), welche zu beiden Seiten des Sees Höytiäinen auftreten. Auf der westlichen Seite des genannten Sees liegen die phyllitischen Schiefer auf einem nur einige Meter mächtigen Lager eines bläulichgrauen, fast glasigen Quarzites, der in der Richtung seines Liegenden eine arkosenartige Zusammensetzung hat. Unter diesem Quarzitlager liegt ein sehr deutliches Konglomerat, das Bruchstücke des angrenzenden Granites, Glimmergneisses und Amphibolites führt. Der Granit schliesslich, welcher den Boden des Schieferkomplexes bildet, ist an der Grenze stark zerquetscht und mit Kaolin und Muskovit reichlich angefüllt. Sowohl diese Zusammensetzung wie auch einige charakteristische Strukturvariationen deuten darauf hin, dass der Granit vor der Bildung der kalevischen Sedimente stark verwittert gewesen ist, und dass wenigstens ein Theil der Verwitterungsprodukte noch »in situ» liegen.

Noch schöner sind die Bodenbildungen an der östlichen Seite des Sees Höytiäinen ausgebildet, obwohl die geologischen Verhältnisse hier sehr verwickelt sind. An die typischen Phyllite grenzen meist quarzreiche Schiefer, die theils von deutlichen Konglomeraten begleitet sind, theils in anderer Weise ihren Bodenbildungscharakter verrathen. Die Konglomerate beherbergen zahlreiche Granitblöcke, welche petrographisch mit den anstehenden Graniten vollständig übereinstimmen. Es ist weiter bemerkenswerth, dass auch Bruchstücke eines feinkörnigen Granites, der als Gang im granitischen Massiv auftritt, in den Konglomeraten sich vorfinden. Die Konglomerate können in zwei Typen unterschieden werden, von denen der eine schiefrigere Zwischenmasse hat als der andere (Taf. III, IV, V, s. 76).

Nebst diesen echten Konglomeraten kommen eigenthümliche Bildungen vor, die eine granitische Zusammensetzung haben, und die als »*regenerierte*» *Granite* bezeichnet werden, d. h. sie werden als nur wenig oder gar nicht umgelagerte praekalevische Verwitterungsprodukte gedeutet.

Alle diese Bildungen werden begleitet von *Sericitquarzitschiefern,* die auch zu den Bodenbildungen zu zählen sind.

Zahlreiche Amphibolitgänge durchqueren alle diese Bodenschiefer; dagegen sind sie sehr selten in den Phylliten, und es ist deswegen anzunehmen, dass die letzteren durch eine Verwerfung von den Bodenbildungen getrennt sind.

Auch in der etwas nördlicheren Gegend im Kirchspiel Juuka am Westufer des Sees Pielisjärvi findet man ähnliche Bodenbildungen. Hier wird der unterste Theil des Schieferkomplexes von einem Konglomerate gebildet, der in einen eigentühmlichen »*Augenschiefer*» (Fig. 2, Taf. VII) übergeht, in welchem kleine Fragmente von Feldspath, Quarz wie auch Quarzit und Granitstückchen enthalten sind. Dieser Augenschiefer geht schliesslich in typischen Phyllit über.

Von diesen Gegenden, wo typische Bodenbildungen vorkommen, sind die etwas westlicheren Schiefergebiete ziemlich scharf getrennt. In ihnen findet man nur ausnahmsweise Konglomerate vor. Dagegen sind die Grenzen der Schieferkomplexe durch deutliche Reibungsbreccien gekennzeichnet, und man kann deswegen annehmen, dass die kalevischen Schiefergebiete hier mehrfach über die älteren Granite und Schiefer überschoben worden sind (Profil, Fig. 11).

Auch petrographisch sind diese Gegenden verschieden von den südlicheren, indem mächtige Lager von dolomitischen Kalksteinen und Quarzitschiefern zusammen mit den Phylliten vorkommen. Besonders die Quarzitschiefer kommen in mächtigen Lagern vor. Sie liegen nicht selten unmittelbar auf dem Granitgneiss auf, und man könnte deswegen vielleicht behaupten, dass sie von den übrigen Schiefern durch Diskordanz getrennt wären. Jedoch sprechen andere Thatsachen gegen eine solche Auffassung, und man ist deswegen gezwungen sie bis auf weiteres mit den

kalevischen Schiefern zusammen zu führen. In jedem Falle repräsentieren sie dann *die obersten Theile* des kalevischen Schieferkomplexes.

### *Jatulische Schiefer.*

Zwischen den kalevischen Schiefern und dem Granitgneisee (siehe die Übersichtskarte) liegt eine verhältnissmässig schmale Schieferzone von noch jüngerem Alter. Sie ist hauptsächlich von *Quarziten* gebildet, die nach Sederholm jatulische genannt werden. Im Kirchspiele Soanlaks, am Nordende des Sees Jänisjärvi (Fig. 14), kommen jedoch Lager von *Dolomiten* und *Thonschiefern* vor, und diese bilden dann die oberen Horizonte des Formationskomplexes. Uralitisierte *Diabase* durchqueren alle diese Ablagerungen als Lagergänge.

Die Quarzite unterscheiden sich von den kalevischen Quarzitschiefern durch ihren deutlicheren klastischen Charakter und weniger hervortretende Schieferung. An mehreren Stellen in den Gegenden S vom Pielisjärvi findet man deutliche Konglomerate (Fig. 15 u. Taf. VI), die meist von Blöcken von Granitgneiss erfüllt sind. Nur an einer Stelle im Kirchspiel Kiihtelysvaara kommt ein Konglomerat vor, der auch Fragmente von kalevischen Schiefern führt. Die Lage und der Charakter dieser Konglomerate deutet also darauf hin, dass die jatulischen Quarzite sich hauptsächlich auf dem Granitgneiss abgelagert haben.

In den Gegenden N vom Fluss Pielis und W vom See Pielisjärvi sind aber die Dinge sehr verwickelt, und es ist deswegen hier oft schwer die Lagerungsverhältnisse zu entziffern. Es zeigt sich nämlich, dass die jatulischen Quarzite unmittelbar über der Unterlage des kalevischen Schieferkomplexes liegen, und dass also Bodenbildungen zweier Formationskomplexe in Berührung mit einander treten. In den jatulischen Quarziten sind Quarzite kalevischen Alters eingefaltet und alle diese Schiefer wie auch Theile des Granitgneisses sind mehrfach über einander verschoben. Hierdurch zeigt der jatulische Komplex eine scheinbar grössere Mächtigkeit als er in der That besitzt. Das Profil, Fig.

18 (s. 138) verdeutlicht wie der Verf. sich die Lagerungsverhältnisse zwischen den verschiedenen Formationen denkt.

## *Onegische und jotnische Formationen.*

Nebst den kalevischen und jatulischen Schiefern kommen vereinzelte kleine Reste noch jüngerer Formationen vor. In den östlichsten Theilen des finnischen Karelien, im Kirchspiel Suojärvi findet man nämlich sehr *kohlenreiche Thonschiefer* im Zusammenhang mit Dolomiten, von denen die ersteren petrographisch sich von den älteren Phylliten gut unterscheiden. Seitdem Ramsay im letzten Sommer in der Gegend um den Onegasee im russischen Karelien ganz ähnliche Gesteine gefunden hat, die dort eine grosse Verbreitung haben und als eine selbständige Formation, die er »onegisch» nennt, auftreten, kann man jetzt annehmen, dass auch die Schiefer in Suojärvi onegischen Alters sind. Wie es die Verhältnisse im Onegagebietes lehren, sind diese Schiefer jünger als die jatulischen Ablagerungen, älter aber als eine Serie von Sandsteinen, die fast horizontal liegen und nach Ramsay mit den »jotnischen» Sandsteinen in Südwestfinland zu parallelisieren sind.

Jotnische Sedimente kommen anstehend nicht in Südostfinland vor. Jedoch sprechen zahlreiche Blöcke dieser Gesteine an den Nordufern das Ladogasees dafür, dass sie auch hier sich einst vorfanden, wenn auch ihr Gebiet jetzt unter den Wasserspiegel des Ladoga versenkt ist.

Obwohl also die Sedimente dieser Formation fehlen, treten im Gegensatz hierzu die jotnischen Eruptive, als Rapakivi und Diabase, in grosser Ausbreitung auf. Die ersteren bilden einen grösseres Gebiete am Nordostrande des Ladogasees, die Diabase dagegen findet man auf den Inseln Mantsinsaari und Valamo vor. Einen klaren Beweis für das jotnische Alter dieser letzteren giebt es jedoch nicht, aber der petrographische Charakter spricht so sehr dafür, dass man die Annahme als höchst wahrscheinlich betrachten muss.

## Die Stratigraphie der verschiedenen Formationen.

Dass alle diese Formationen durch Diskordanzen von einander getrennt sind, beweisen besonders die Bodenbildungen der Formationskomplexe. Schon die ladogischen Schiefer sind durch Ausbildungsformen (Augengneise) ausgezeichnet, die für eine regionale Verwitterung sprechen. Besonders deutlich sind aber solche Bildungen im Liegenden der kalevischen Schiefer und man muss deswegen annehmen, dass der Bildung der kalevischen Sedimente eine grossartige Verwitterung vorangegangen war. Diese ist wahrscheinlich so umfassend gewesen, dass die Granitgneise zum grossen Theil von den sie überlagernden Sedimenten entblösst worden waren. Aber auch die jatulischen Quarzite sind wahrscheinlich nach einer grösseren Verwitterung des Gesteinsbodens abgelagert worden, denn auch sie sind durch Bodenbildungen gekennzeichnet, welche als Verwitterungsreste gedeutet werden müssen.

Gewissermassen sprechen jedoch auch die stratigraphischen Verhältnisse der Schiefer für eine Eintheilung der letzteren in verschiede Formationen. Bei näherer Prüfung der Schieferungsrichtungen der Gesteine geht nämlich hervor, dass die Granitgneisse wie auch der Haupttheil der ladogischen Schiefer in einer NO—SW-lichen Richtung schiefrig sind, die fast senkrecht gegen die Schieferungsrichtung der kalevischen und jatulischen Sedimente steht. Diese »ladogische» Richtung fällt in grossen Zügen mit den Schieferungsrichtungen der Gneisse im südlichen und mittleren Finland zusammen. Man kann deswegen annehmen, dass die ältesten Sedimente von einer andere Faltung betroffen worden sind als die jüngeren. Die ladogische Faltung muss aber wahrscheinlich noch i s. g. »postbottnischer» Zeit stattgefunden haben, denn auch die in die ladogischen Schiefer eingedrungenen Granite (in Südwestfinland jünger als die »bottnischen» Schiefer) sind von derselben Faltung betroffen worden.

Fast alle kalevischen und jatulischen Schiefergebiete sind aber schiefrig in der Richtung NNW—SSO. Das spricht also

dafür, dass nach der ladogischen Faltung eine solche von postkalevischen Alter stattgefunden hat. Man könnte dann mit De Geer vielleicht annehmen, dass die letztere erst in sehr später algonkischer Zeit vor sich ging, und dass also alle diese Schiefer durch eine und dieselbe Faltung schiefrig geworden sind. Gegen eine solche Annahme sprechen jedoch Thatsachen wie, dass die kalevischen Schiefer und die in ihnen liegenden Amphibolite viel stärker verschiefert sind als die jatulischen Quarzite, wie auch, dass die weiter westlich belegenen kalevischen Schiefergebiete kräftiger metamorphosiert sind als die östlicheren. Hieraus kommt man zu dem Schluss, dass die kalevischen und jatulischen Richtungen durch verschiedene Faltungen entstanden sind, obwohl die Faltungsrichtungen mit einander zusammenfallen.

Nun zeigt es sich, dass die kalevischen und jatulischen Gebiete von zahlreichen Verschiebungszonen und Breccien durchdrungen sind, die mit den Faltungsachsen zusammenfallen und dass sowohl die kalevischen als auch die jatulischen Schiefer mehrfach in und über einander verschoben sind. Dieses deutet dann darauf hin, dass auch die Faltungsrichtungen sich einander angepasst haben, indem eine ältere Bruchzone wahrscheinlich für jüngere Faltungen bestimmend gewesen ist.

In Folge dessen findet man auch, obwohl nur untergeordnet, jatulische Gebiete (in Suojärvi), die in der älteren ladogischen Schieferungsrichtung liegen, und es ist nicht ausgeschlossen, dass auch umgekehrt ladogische Gebiete vorkommen, die in NNW—SSO Richtung gefaltet sind.

Als Schlussfolgerung dieser Beobachtungen ergiebt sich also, dass besonders zwei Faltungsrichtungen für den geotektonischen Bau des südlichen Finland bestimmend gewesen sind: die eine, welche eine NO—SW-liche Schieferung hervorgebracht hat, ist in grossen Zügen älter als die andere, welche eine NNW—SSO-liche Schieferung verursachte.

Alle Faltungen sind aber älter als die jotnischen Sedimente, denn diese liegen fast horizontal. Auch die Rapakivigranite sind bekanntlich nicht von ihnen berührt worden. Obwohl also die

Faltungen schon in praekambrischer Zeit aufgehört haben, deuten dennoch die Begrenzungen besonders der Rapakivigebiete darauf hin, dass dieselben Richtungen auch für spätere Bruchlinien bestimmend gewesen sind.

In dem Schema am Schlusse der Abhandlung stellt der Verf. die Gesteine in Südostfinland in geologischer Altersfolge nach einander auf und führt in einer parallelen Serie die Formationen Südwestfinlands an. In diesem Schema lässt er die Benennung »algonkian» fallen und betrachtet die Formationen nur als praekambrische Abtheilungen, welche auf einem katarchäischen Basalkomplex ruhen.

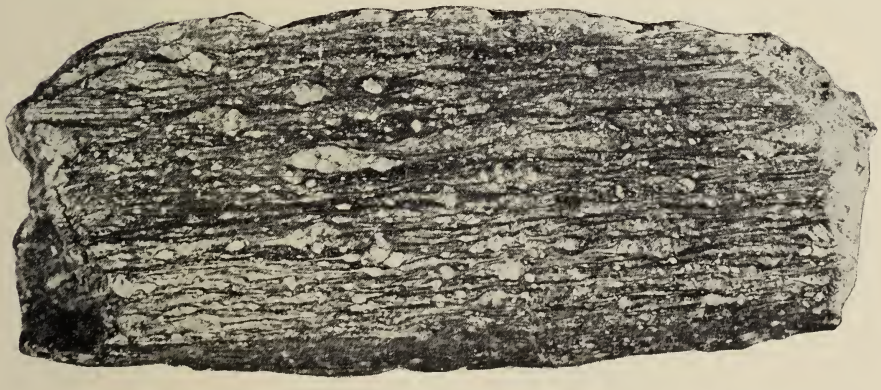
---

**Rättelser.**

Sid. 19 rad 10 nedifrån står fig. 19 i stället för Tafl. VIII.
» » » 1 » » fig. 11 » » » fig. 12.



$^2/_3$ nat. storlek.
Fig. 1.
Ögongneis från Pisankoski i Nilsiä socken.



$^2/_3$ nat. storlek.
Fig. 2.
Ögonskiffer från Käkivaara i Nunnanlaks by i Juuka socken.

# Bergartskarta

öfver

delar af

## Kontiolaks och Eno socknar.

Skala 1 : 100,000.



Uralitdiabas
Kvartsit
Konglomerat
} Jatuliska.

Amfibolit
Fyllit
Kvartssericitskiffer
Konglomeratskiffrar
Regenererade graniter
} Kaleviska.

Bottengranit.

Granit och granitgneis.

Rifningsbreccior.

Strykning och stupning.

# Bergartskarta

öfver

delar af

**Kontiolaks och Eno socknar.**

Skala 1 : 100,000.




- Uralitdiabas
- Kvartsit
- Konglomerat

} Jatuliska.

- Amfibolit
- Fyllit
- Kvartssericitskiffer
- Konglomeratskiffrar
- Regenererade graniter

} Kaleviska.

- Bottengranit.
- Granit och granitgneis.
- Rifningsbreccior.
- Strykning och stupning.

# FVERSIKTSKARTA

öfver

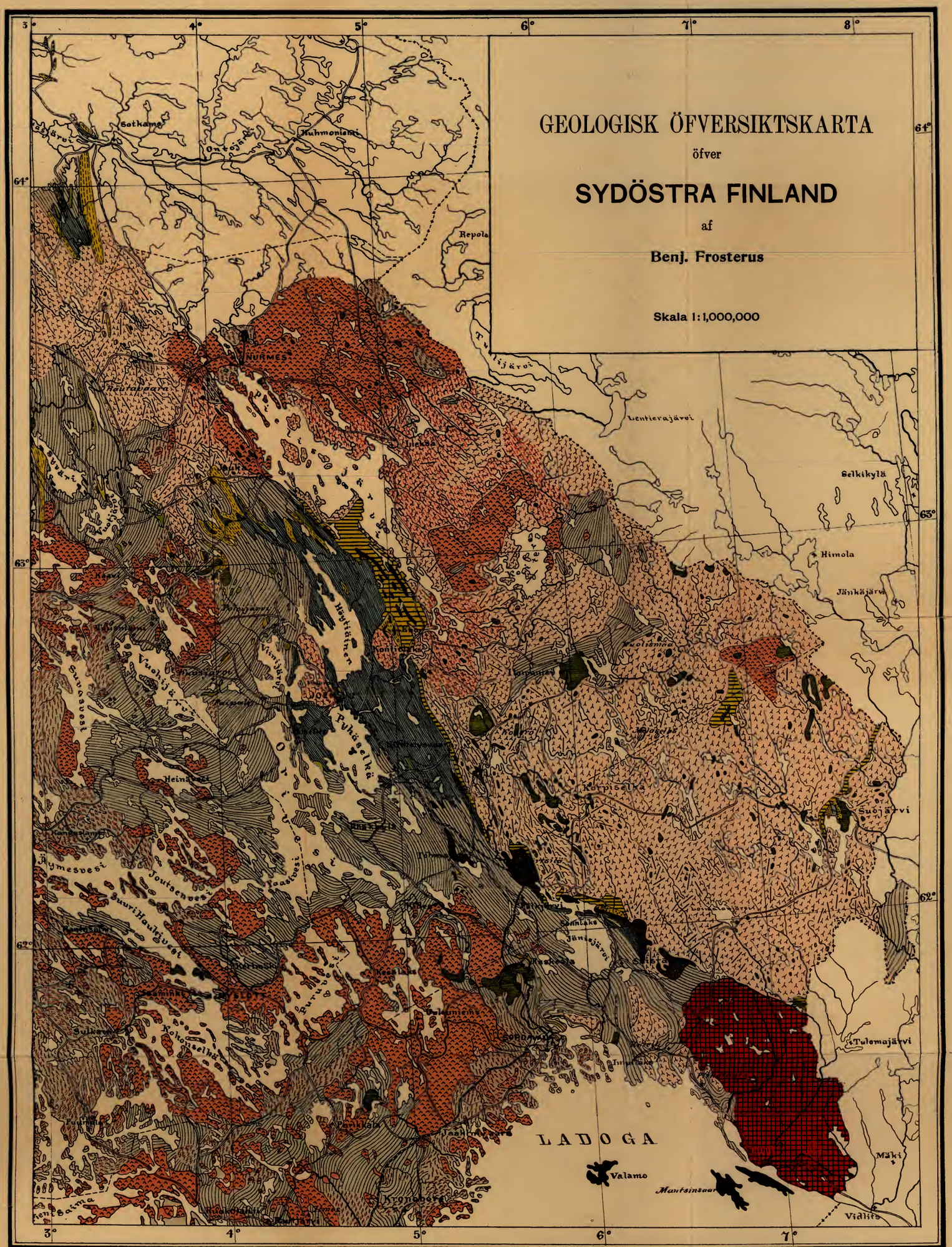



*Granitgneis, hufvudsakligen gråfärgad*

*Granitgneis med glimmerrika strimmor*

*Granitgneis med ådror af yngre granit*

*Granitgneis, hufvudsakligen rödfärgad*


GEOLOGISK ÖFVERSIKTSKARTA
öfver
SYDÖSTRA FINLAND
af
Benj. Frosterus
Skala 1:1,000,000
LADOGA
Diabas
Rapakivi
Jotniska
Uralitdiabas
Dolomit
Kvartsit
Jatuliska
Kvartsit
Fyllit
Kaleviska
Granit [postladogisk]
Serpentin
Kvartsit
Ladogiska
K Kalksten
Glimmerskiffer
Ådergneis
Ladogiska
Amfibolit i allmänhet
Granitgneis, hufvudsakligen gråfärgad
Granitgneis med glimmerrika strimmor
Granitgneis med ådror af yngre granit
Granitgneis, hufvudsakligen rödfärgad

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 14

# DIE METEORITEN

VON

# HVITTIS UND MARJALAHTI

VON

LEON. H. BORGSTRÖM

Mit 8 Tafeln

HELSINGFORS
1903

# Vorwort.

Während aus älteren Zeiten nur ein einziger Meteoritenfall in Finnland bekannt ist, nämlich der bei *Luotolaks* 1813, sind in den letzten Jahren nicht weniger als drei solche beobachtet worden: *Bjurböle* 1899, *Hvittis* 1901 und *Marjalahti* 1902. Dass also eine verhältnissmässig grosse Anzahl von Meteoritenfällen in Finnland in der letzten Zeit zur Kenntniss der gelehrten Welt gelangt sind, hängt wohl vom Zufall ab, aber es wirkt dabei sicher auch eine andere Ursache mit, nämlich die steigende Kultur der finnischen Bevölkerung und die grosse Entwickelung der Verkehrs-mitteln des Landes während der letzten Dezennien. Die Zeitungen, die durch ihre Korrespondenten auf dem Lande sofort die Nachricht von allen aussergewöhnlichen Vorkomnissen erhalten, verbreiten die Nachricht von einem stattgefundenen Meteoritenfall und sorgen somit dafür dass er bekannt wird. Dank der verbesserten Volksbildung sieht der Bauer nicht mehr einen vom Himmel gefallenen Stein mit stumpfem Erstaunen an, sondern versteht dessen wahre Natur und hebt den Meteoriten auf, wenn er das Glück hat denselben zu finden.

Für das Studium der Meteoritenkunde an der Universität Helsingfors sind diese Meteoritenfälle von grossem Nutzen, denn *D:r J. J. Sederholm,* Direktor der Geologischen Kommission, welche die gefallenen Meteoriten erworben hat, hat Probestücke derselben den grösseren Sammlungen zugesandt und in zuvorkommender Weise die von diesen als Gegengaben erhaltenen Proben ausländischer Meteoriten dem Mineralienkabinett der Universität überlassen, so dass dieses, das vorher nur 19 Fälle besass, jetzt schon 150 verschiedene Meteoritenfälle enthielt und dadurch genügendes Vergleichsmaterial für eine Meteoritenbeschreibung liefern kann.

---

Die folgende Untersuchung ist in dem mineralogisch-geologischen Institut der Universität Helsingfors ansgeführt worden. Der Ver-

fasser erlaubt sich dem Vorsteher des Instituts *Prof. W. Ramsay* für alle Ratschläge und alle Unterstützung seiner Arbeit seinen herzlichsten Dank auszusprechen. Er fühlt es als eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle seine Dankbarkeit zu bezeugen sowohl dem Herrn Direktor *J. J. Sederholm,* der das kostbare und seltene Material für seine Arbeit zür Verfügung gestellt hat, als auch dem Prof. Dr. *P. Jannasch* in Heidelberg, in dessen Laboratorium und unter dessen liebenswürdiger Leitung er Gelegenheit hatte, dessen bewährten Methoden der Gesteinsanalyse kennen zu lernen, welche vielfach bei seinen Analysen mit grossem Vorteil zur Anwendung gekommen sind.

*Der Verfasser.*

# Inhalt.


Seite.

*Vorwort* . . . . . I

*Inhaltsverzeichniss* . . . . . III

*Der Meteorit von Hvittis* . . . . . 1

Die Erscheinungen beim Falle des Meteoriten . . . . . 1

Die Fallgeschwindigkeit des Meteoriten . . . . . 5

Die Entstehung des Knalles . . . . . 12

Aussehen und Grösse des Hvittis-Meteoriten . . . . . 14

Die Chemische Untersuchung des Meteorsteines . . . . . 17

Resultate der Chemischen Untersuchung . . . . . 23

Bauschanalyse 24; Mineralogische Zusammensetzung 27.

Die Gemengteile und die Struktur des Meteoriten von Hvittis . . . 27

Enstatit 28; Oligoklas 30; Oldhamit 35; Nickeleisen 37; Phosphornickeleisen 38; Troilit 39; Daubréelith 40; Chromit 40; Graphit 41; Glas 41; Gase 41; Unbestimmtes Mineral 41; Gefüge 42.

*Der Meteorit von Marjalahti* . . . . . 45

Der Fall des Meteoriten . . . . . 45

Mitteilungen über den Fall 45; Beschreibung des Phänomens 51; Die Bahn des Meteoriten durch die Atmosphäre 53; Die Richtung des Meteoriten als er den Boden erreichte 55.

Die Grösse und Form des Meteoriten. Die Rinde desselben . . . . 56

Die Gemengteile des Meteoriten . . . . . 57

Nickeleisen 57; Olivin 62; Troilit 64; Schreibersit 65.

*Der Platz der beiden neuen finnischen Meteoriten in den Meteoritensystemen* . 69

*Anhang* . . . . . 73

Trennung des Eisens von Nickel und Kobalt . . . . . 73

Erklärung der Tafeln . . . . . 79

# Der Meteorit von Hvittis.

## Die Erscheinungen bei dem Falle des Meteoriten.

### Einleitung.

Am 21 October 1901 kurz vor 12 Uhr Mittags fiel ein Meteorstein im Kirchspiele Hvittis, Åbo Län, Finnland, (61° 10′ N 2° 16′ W von Helsingfors). Durch Vermittelung des Länsmannes J. E. Bergroth wurde der aufgefundene Meteorit der Geologischen Kommission eingehändigt und befindet sich noch zum grössten Teil im Besitze derselben.

Um Beobachtungen über diesen Meteoritenfall zu sammeln unternahm der Verfasser eine Reise nach Hvittis und wandte sich mit einem Cirkular an die Volksschullehrer in den benachbarten Kirchspielen.

Aus den erhaltenen Mitteilungen geht hervor, dass das Fallen des Meteors von einem Getöse begleitet war, welches überall die Bevölkerung erregte und sogar die Veranlassung zu mehreren Zeitungsnotizen gab unter der Rubrik „Erderschütterung im südwestlichen Finnland“. Das Gebiet, in welchem die Erderschütterung wahrgenommen wurde, fällt mit dem, wo der vom Meteoriten hervorgerufene Donner am stärksten gewesen ist, zusammen. Verschiedene Zeugen beschreiben das Phänomen in von einander abweichender Weise, und es scheint als ob die Beobachtungen je nach der Gegend verschieden wären, wie aus Folgendem hervorgeht.

### Beobachtungen über den Fall.

1. Der Arbeiter K. Siivonen befand sich am 21:sten October 1901 draussen auf dem Felde etwa 100 Meter von der Stätte, wo der Meteorstein später gefunden wurde. Ungefähr um zwölf Uhr hörte er einen starken Donnerschlag, dann ein Sausen in der Luft, als ob Vögel an

ihm vorüber geflogen wären. — Von diesem Berichterstatter schreibt ein Korrespondent der Zeitung Uusi Suometar Folgendes: „Kurz vor dem Fall des Meteoriten hörte der Mann ein starkes Pfeifen, worüber er so erschrak dass er zu beten anfing.

2. Der Bauer A. Sulander arbeitete mit einigen anderen c:a 0,5 km. weiter weg. Zwischen 11 und 12 Uhr hörten sie einen kräftigen schussähnlichen Knall „stärker als ein Sprengschuss", so stark, dass sie alle bange wurden. Nur ein alter Mann erholte sich bald und sagte: „Dieses Mal ging es vorbei". Kaum hatte er diese Worte ausgesprochen als etwas durch die Luft mit Brausen und Krachen herankam. Sie hörten drei von einander verschiedene Geräusche, von welchen das zweite mit einem fürchterlichen Prasseln abschloss; die beiden anderen bewegten sich über ihre Häupter hinweg weiter nach Norden. Alle sahen in gespannter Erwartung hinauf, und Manchen schien es, als ob die Wolken sich einen Augenblick zerteilt hätten. Zwei Männer, die weiter abseits gestanden hatten, erzählten, dass das Wasser in einem kleinen Bach emporgespritzt sei, als ob Etwas hineingefallen wäre. Doch hätten sie hier nichts entdecken können, da das Wasser recht tief war.

3. Der Bauer K. Lehtilä ging drei Tage später auf seinen Acker um zu pflügen. Da bemerkte er ein merkwürdiges Loch im Acker — ganz als ob ein Gegenstand mit Macht in den Boden eingedrungen wäre. Begierig zu erfahren was es war fing er an zu graben und fand den Meteorstein. Dieser lag 50—60 cm. unter der Erdoberfläche und war durch 15—20 cm mächtige Ackererde und dann in den darunter liegenden steifen Lehm hineingedrungen. Das Loch hatte einen länglichen Durchschnitt mit unebenen Kanten. Im Lehm waren vom Loch ausgehend radiale Risse entstanden. Nichts deutete darauf hin, dass der Stein beim Fallen heiss gewesen wäre, keine verkohlten Pflanzen-Rückstände waren sichtbar und der Lehm war nicht gebrannt — nicht einmal der unmittelbar am Stein liegende. Das Loch war fast vertikal.

4. Ein Mann, der draussen auf dem Felde einige km. vom Fallorte war, erzählte: „Erst hörte man einen Knall, und dann war es, als ob ein Eisenbahnzug rasselnd durch die Luft gekommen wäre". Ein anderer verglich den nachfolgenden Lärm mit dem Geräusch einer im vollen Gange befindlichen Dreschmaschine.

5. Bei der Poststation Matkusjoki im Kirchspiel Vambula $1\,^1/_2$ Meilen südlich vom Pfarrdorf Hvittis hörte man erst einen Krach „und dann war es solch ein Geknirsch".

6. 2,5 Meilen nach Süden in der Gegend von Männistö Poststation war der Knall so stark gewesen, dass die Fenster klirrten. Ein Korrespondent der „Uusi Aura" schildert die Begebenheit in dieser Gegend folgendermassen: „Die Erderschütterung war stärker als wie in den Berichten erst angegeben war. Der Stoss hatte die Richtung von SW nach NO und war am stärksten in der Umgebung der Flüsse Niinijoki und Loimijoki. Erst vernahm man einen starken Knall, der Explosion eines Pulverfasses ähnlich, dann fing der Boden an zu zittern und die Häuser wackelten. Auf dem Bauernhof Jaakkola in Alastaro war ein Mann während des Erdbebens mit dem Ausbessern eines Daches be-

schäftigt. Er war nahe daran vom Dache, das heftig schwankte, hinab zu fallen. Nachdem das Beben 2 Minuten gedauert hatte, folgte ihm eine Bewegung in den Luftschichten, die 3 Minuten lang mit Heftigkeit anhielt".

7. Herr V. Hynninen beobachtete das Phänomen in der Gegend des Dorfes Tammiainen in Alastaro. Er hatte keinen Knall vernommen, sondern nur oben in der Luft einen merkvürdigen Laut, der sich mit Geschwindigkeit westlich von ihm, von Süden nach Norden hin bewegte.

8. Der Volksschullehrer J. Hoikkanen berichtet über die Beobachtungen in Loimijoki: „Eine grosse Anzahl Personen, die sich teils in ihren Wohnungen, teils aber auch draussen befanden, hörten *einen* starken Knall und verschiedene Laute, die diesem folgten. An manchen Orten vernahm man ausser dem Knalle zugleich mit dem Donner einen Laut, als ob ein starker Windstoss vorüber geeilt wäre. Fast Alle beschreiben die Sache in etwas verschiedener Weise". — Selbst war Herr H. draussen. Er hörte zuerst einen Knall, „als wenn jemand einen Stein mit Dynamit gesprengt hätte". Darnach kam ein Knattern oben in der Luft, dem Schlage des Donners ähnlich, das sich in der Richtung von NW nach W fortzubewegen schien. — Ein Bauer, der während des Phänomens im Hause gewesen war, sagte, dass es ihm vorgekommen sei, als ob Jemand die Thür sehr stark zugeschlagen oder mit einem Holzstück an die Dielbretter geschlagen hätte so dass das Haus erzitterte.

Ein Anderer stürzte an's Fenster um nachzusehn wer so nahe der Hauswand Sprengungen vornähme. — Ein fünfjähriges Mädchen, das mit ihrem Vater auf dem Felde war, erschrak so, als das Knallen anfing, dass sie sitzend hinfiel indem sie ausrief: „Vater, was war das"? — Auch Pferde wurden bange. — Ein Pflüger sagte, dass das Donnern so lange anhielt, dass er Zeit gehabt hätte eine Strecke zu gehen, die wohl drei bis vier Minuten Zeit nahm.

9. Aus dem Kirchspiel Koski erzählt der Volksschullehrer A. V. Blom: Etwa um 12 Uhr Mittags am 21. October hörte man einen starken Knall, gefolgt von einem langwierigen Donner. Einige Männer glaubten erst, es sei ein Sprengschuss, der in einiger Entfernung nördlich von ihnen abgefeuert wurde. Die meisten behaupten, dass das dumpfe Rollen fünf Minuten gedauert hätte. Nur Leute die sich draussen aufhielten hatten etwas bemerkt.

10. Der Volksschullehrer G. A. Gustafsson in Metsämaa berichtet: Alle, die bei der Gelegenheit draussen waren, hörten ein Krachen, das von einem langwierigen Donner gefolgt war, der abwechselnd gleichsam wellenförmig zu und abnahm, bis er allmählich verhallte. Keiner der im Hause Befindlichen hatte etwas gehört.

11. Der Volksschullehrer M. Nuikkinen in Punkalaitio schreibt: Mehr als jede dritte Person hatte den Knall des Meteoriten wahrgenommen. Nach der Schätzung der Meisten dauerte das auf den Knall folgende Dröhnen 5 Minuten lang. Viele hörten den ersten, starken Knall, obgleich sie im Hause waren. Einige behaupten der Boden hätte sich unter ihren Füssen bewegt.

12. Der Schullehrer E. J. Aro erzählt aus demselben Kirchspiel: Ein starker Knall kam von Westen her, ihm folgte ein allmählich verhallendes Echo. Der Laut war nicht ganz dem des Donners ähnlich, jedoch stärker als ein Schuss und schien gleichsam wie aus der Erde zu kommen. Kein Feuerphänomen zeigte sich, obgleich viele aufmerksam nach Westen schauten, von wo der Lärm kam. Der Himmel war bewölkt.

13. Laut den vom Volksschullehrer K. Wesala aus Sammaljoki gesammelten Nachrichten vernahm man in dieser Gegend keinen Knall sondern nur ein dumpfes Rollen, das länger als ein Gewitterdonner währte. Der Lärm war ebenso stark wie das Gerassel eines vorüber fahrenden Karrens und er schien längs der Erde von Westen zu kommen. Nur diejenigen, die ausserhalb der Häuser sich befanden, bemerkten etwas. Die Entfernung zwischen der Stelle, wo der Meteorit herabfiel, und der Gegend, wo das Phänomen wahrgenommen wurde, beträgt ungefähr anderthalb Meilen in gerader östlicher Richtung.

14. Der Volksschullehrer J. V. Hirsjärvi im Kirchendorfe Kiikka giebt an, dass nur wenige Menschen in diesen Gegenden am 21 October einen ungewöhnlichen Lärm wahrgenommen hätten. Unter denen, die etwas davon bemerkten war der Bauer K. Peltonen, der draussen auf dem Acker sich aufhielt. Er hörte in der Luft ein Knistern und Rasseln welches sich nach Südosten hin bewegte. Der Lärm dauerte c:a drei Minuten und war die ganze Zeit von gleicher Stärke. Der Arbeiter M. Kulanen behauptete wiederum, dass der Lärm von SW kam und nicht ganz gleichmässig sondern durch stärkeres Knallen unterbrochen war. Dem Arbeiter A. Palonen schien es, dass der Lärm nach Norden hin zog, zu erst von Oben kam, sich aber dann senkte und immer von gleicher Stärke blieb.

15. In Kjulo, in einer Entfernung von $1\,^1/_2$ Meilen westlich vom Fallorte vernahmen einige Leute, die sich draussen aufhielten, oben in der Luft einen merkwürdigen Laut. Einige nannten es ein Brausen, andere wieder verglichen es mit einem entfernten dumpfen Gewitterrollen. Dieses laut eingereichter Berichte des Volksschullehrers A. W. Mannelin.

16. Der Volksschullehrer in Eura K. Toivonen schreibt: Nur zwei Personen in dieser Gegend haben, so viel er weiss, etwas bemerkt, als der Meteor in Hvittis fiel. Der Bauer I. Jussila sagt folgendes: „Am 21:sten October ungefähr zur Mittagszeit hörte ich ein schwaches Donnern oder ein langgezogenes Getöse und dann ein stärkeres Geräusch". — Der Arbeiter V. Ruohonen, der sich im östlichsten Teil des Kirchspiels befand, hörte von O oder vielleicht von NO her ein Getöse, das schwächer aber langwieriger war als Gewitterdonner.

17. Laut Nachforschungen des Volksschullehrers Kustaa Mäntylä in Säkylä ist das Fallen des Meteoriten auch in diesem Kirchspiele bemerkt worden. Manche glaubten einen entfernten Donner gehört zu haben, andere wollten es nicht Donner nennen. Einige behaupteten, dass der Boden gebebt hätte. Alle Berichte stimmen darin überein, dass das vernommene Geräusch ein langausgezogenes war und kein kurzer Knall. Nur Leute, die sich draussen aufhielten, bemerkten etwas.

18. Der Volksschullehrer E. Wehmas in Yläne sagt, dass es ihm dort nicht geglückt sei sichere Angaben über den Fall des Meteoren zu erhalten.

19. Der Volksschullehrer A. Kuusisto teilt aus Pöytis mit, dass das Phänomen in verschiedenen Teilen des Kirchspiels beobachtet worden ist von Leuten, die sich im Freien aufhielten. Einige wenige die drinnen waren meinen auch einen Knall gehört zu haben. Die, welche draussen waren, behaupten *einen* Knall gehört zu haben, der von einem andauernden Grollen gefolgt wurde. Der Schall war schwächer als ein Donner, seine Wirkung jedoch eine grössere, weil der Boden erbebte.

## Zusammenfassung der Beobachtungen.

Die eingelaufenen Angaben sagen uns, dass der Hvittismeteorit kurz vor 12 Uhr Mittags fiel. In den nächst gelegenen Gegenden gab sich der Fall durch einen starken Knall und später durch einen pfeifenden, die Luft durchschneidenden Laut kund (N:o 1—4). In einer Entfernung von 1 bis 2 Meilen nach NO, N oder W vernahm man ein langwieriges Grollen aber keinen intensiveren Knall (N:o 13, 14, 15, 16). Nach S und SO auf 2 bis 4 Meilen Entfernung gab sich das Phänomen am stärksten kund. Hier war der Knall so kräftig, dass die Fenster zitterten und dass auch Leute, die drinnen waren, ihn bemerkten. Dem Knall folgte ein Grollen, das einem langwierigen Donner ähnlich war. An mehreren Orten in diesen Gegenden schien es den Leuten, als ob der Boden bebte (N:o 6—12). Noch im Kirchspiel Koski auf ungefähr 6 Meilen Entfernung nach SSO hörte man den Knall, der hier mit einem entfernten Sprengschusse verglichen wurde.

Keine Feuerkugel wurde wahrgenommen. Da der Meteorstein mitten am Tage, bei vollem Tageslichte die Atmosphäre passierte, waren keine Lichtphänomene sichtbar, die sich vielleicht sonst bei diesem Meteoritenfall ebenso wie bei vielen anderen gezeigt hätten. Ausserdem war der Himmel im südwestlichen Finnland nach Angabe der Meteorologischen Centralstation in Helsingfors am 21:sten October 1901 bewölkt.

## Die Fallgeschwindigkeit des Meteoriten.

Die Personen, die sich in der Nähe der Fundstelle des Meteorsteines befanden, vernahmen ein pfeifendes Sausen, als ob Vögel vorüber geflogen wären. Dieser Laut rührte wohl von dem gleich nebenan herabfallenden Steine her. Da das pfeifende Geräusch

nach dem Knalle kam, wissen wir dass die Geschwindigkeit des Meteoriten im letzten Teil seiner Bahn kleiner war als die Geschwindigkeit des Schalles (340 m in d. Sek.); denn, wie man auch sonst die Entstehung des Knalles erklären will, muss man sich wohl doch immer denken, dass er sich durch den Stein, an irgend einem Punkte auf dessen Bahn durch die Atmosphäre gebildet hat.

Ein anderer Umstand giebt uns ein Mittel die Geschwindigkeit ein wenig genauer zu bestimmen. Nach einer grossen Anzahl von Versuchen mit Projektilen verschiedener Art ist es nämlich den Ballistikern geglückt folgende Formel aufzustellen für die Tiefe $x$, in welche eine Kugel mit der Masse $m$, dem Radius $R$ und der Geschwindigkeit $v$ in ein Medium, für welches die Konstanten $a$ und $b$ empirisch bestimmt worden sind, eindringt [1]):

$$x = \frac{m}{2bR^2\pi} log.\,nat.\left(1 + \frac{b}{a}v^2\right)$$

Hieraus erhalten wir für $v$ den Wert:

$$v = \sqrt{\frac{a}{b}\left(e^{\frac{2bR^2\pi x}{m}} - 1\right)}$$

In Crantz Compendium der theoretischen Ballistik auf Seite 364 werden die Konstanten $a$ und $b$ angegeben, die für mehrere verschiedene Medien in Gebrauch sind. Die Rubrik, die am meisten den Verhältnissen in Hvittis entspricht, ist „Dammerde", und folglich $a = 700{,}000$, $b = 42$.

Bei einer Kugel mit der Schwere des Hvittis-Meteoriten und dessen specifischen Gewicht ist $R = 0{,}0985$ und die Masse $\frac{14{,}05}{9{,}81}$. Laut der Angabe in N:o 3 war der Meteorit 60 cm in den Boden eingedrungen; $x$ ist also $= 0{,}60$.

Aus diesen Zahlen ergiebt sich, dass der Meteorit die Erdoberfläche mit einer Geschwindigket von 178 m in der Sek. erreichte.

Wir wollen jetzt zu berechnen versuchen, ob der Hvittis-Meteorit seine Geschwindigkeit nur durch die Schwerkraft erhalten hat. Die grösste theoretische Geschwindigkeit, welche ein Körper beim

[1]) C. Crantz. Compendium der theoretischen äusseren Ballistik. Leipzig 1896. Seite 362.

freien Falle in der Luft erreichen kann, ist die Geschwindigkeit, die er in dem Augenblicke hat, wo der Widerstand der Luft den Einfluss der Schwerkraft aufwägt

$$W = P \text{ [1]}$$

und durch Eintragen des experimentel gefundenen Wertes für $W$ [2]) erhalten wir

$$W = 0{,}014\, R^2 \pi\, v^2 = P$$

und daraus

$$v = \sqrt{\frac{P}{0{,}014\, R^2 \pi}}$$

Diese Berechnung giebt uns $v = 182$ m in d. Sek. Der letzte Wert liefert uns die Geschwindigkeit, die ein von unendlicher Höhe fallender Körper unter der Einwirkung der Schwerkraft annimmt, wenn er sich durch die Luft von 15 ° und 760 mm Druck fortbewegt, und man sich den Körper als eine Kugel von der Schwere und dem Gewicht des Hvittismeteoriten denkt. Nun erreichte der Meteor erst in der Nähe der Erdoberfläche eine Atmosphäre von normaler Dichte, woher denn seine Geschwindigkeit grösser gewesen sein konnte als 182 m. Andererseits bewirkte die unregelmässige Form des Meteorsteines eine Verzögerung im Verhältnisse zu der Bewegung eines sphärischen Körpers.

Die beiden Werte 182 m und 178 m stimmen mit grösserer Genauigkeit überein, als der mögliche Fehler der Berechnung ist; weshalb man sagen kann, dass so weit diese Berechnungen gelten, der Hvittismeteorit mit derselben Geschwindigkeit fiel, die er beim Fall in der Luft von einer unendlichen Höhe erreicht hätte.

Was die Zahl 182 m in der Sekunde betrifft, die gleich war mit der Maximalgeschwindigkeit eines unter dem Einflusse der Schwerkraft durch die Luft fallenden Körpers ($g = 9{,}81$) so finden wir weiter durch eine einfache Schlussfolgerung, dass diese Geschwindigkeit mit der Minimalgeschwindigkeit eines Körpers, der mit grösserer ursprünglicher Geschwindigkeit durch die Luft der Erde zustrebt, gleich ist (15°, 760 mm, $g = 9{,}81$). Denn so lange wie die Geschwin-

[1]) $W$ = Wiederstand der Luft, $P$ = Gewicht des Körpers.

[2]) Crantz Seite 64.

digkeit grösser ist als 182 m, ist $W$ grösser als $P$, so dass die Fallgeschwindigkeit im Abnehmen ist und erst konstant wird für $W = P$.

In seinem klassischen Werk „Entwurf einer astronomischen Theorie der Sternschnuppen“ [1]) behandelt Schiaparelli eingehend die Theorie des Luftwiderstandes und seiner Wirkung auf die Geschwindigkeit eines Körpers, der mit *grosser* ursprünglicher Geschwindigkeit durch die Atmosphäre gegen die Erde sich bewegt. Zuerst beweist er unter der Annahme, dass der Widerstand eine Funktion der Geschwindigkeit ist, die schneller zunimmt wie diese, dass die Geschwindigkeit des Meteoriten an einem Punkte seiner Bahn, wenn die Geschwindigkeit ein geringer Bruchteil von der ursprünglichen geworden ist, unabhängig vom Betrage der ursprünglichen Geschwindigkeit ist.

Um Resultate, die in Ziffern geschrieben werden können, zu erhalten, verwendet er in seinen Rechnungen auch von den Ballistikern durch Schiessversuche gefundene Formeln und Constanten. Er erhält in dieser Weise z. B., dass ein Meteorit, der den Radius 0,02 m und das spec. Gew. 3,5 hat und der sich senkrecht gegen die Erde mit einer ursprünglichen Geschwindigkeit von 72 000 m bewegt, nur noch 1 000 m Geschwindigkeit an der Stelle in der Atmosphäre hat, wo die Dichtigkeit der Luft 11,5 mm Barometerdrucke entspricht, und 500 m Geschwindigkeit bei 20,3 mm Barometerdruck. Hätte der Meteorit nur eine ursprüngliche Geschwindigkeit von 16 000 m, dann würde er eine Geschwindigkeit von 1 000 m bei 10,8 mm Druck und 500 m bei 19,6 mm erhalten. Hieraus ist ersichtlich, dass der Meteorit in einer Höhe über der Erdoberfläche, die durch einen Barometerstand von 20 mm bestimmt wird, eine Geschwindigkeit von c:a 500 m in der Sekunde hat und dieses unabhängig von seiner ursprünglichen Geschwindigkeit.

Diese Berechnung ist mit Hülfe von folgendem Ausdruck für den Widerstand der Luft ausgeführt worden:

$$W = av^2 + bv^3$$

$W$ = Widerstand, $v$ = Geschwindigkeit, $a$ und $b$ = Konstanten.

Wenn man für den Widerstand die Formel

$$W = av^2 + bv^4$$

[1]) Stettin 1871.

(in welcher $a$ und $b$ Konstanten, verschieden von $a$ und $b$ in der früheren Formel, sind) anwendet, was Schiaparelli auch gethan hat, dann erhält der eben untersuchte Körper bei einer ursprünglichen Geschwindigkeit von 72000 m $v = 1000$ m beim Luftdruck 4,3 und $v = 500$ m bei 11,6 mm Barometerstand, ebenso wenn die ursprüngliche Geschwindigkeit 16000 m $v = 1000$ m bei 4,3 mm Barometerstand und $v = 500$ m bei 11,6 mm Druck. Also auch hier dieselbe Geschwindigkeit von 1000 m bezw. 500 m auf demselben Punkt in der Atmosphäre.

Auf der Grundlage der Berechnungen von Schiaparelli und mit Anwendung seiner Formeln können wir berechnen wie gross eine Kugel von sp. Gew. 3,5 sein muss, um die Erdoberfläche mit einem Rest von seiner kosmischen Geschwindigkeit, die wenigstens eine Grösse von 1000 m in der Sekunde hat, zu erreichen.

Wir finden, dass eine solche Kugel einen Radius von über 1,3 m und ein Gewicht von über 33500 kg haben muss. Eine Kugel von sp. Gew. 7 würde dasselbe Resultat geben, wenn sie den Radius 0,65 m und das Gewicht 8050 kg. hätte. Hieraus ersieht man, dass alle Meteoriten von gewöhnlicher Grösse (höchstens von 400 kg [1]) ihre kosmische Geschwindigkeit verloren haben, wenn sie zur Erde vorgedrungen sind.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Meteoriten zur Erde gelangen, beruht demnach nicht auf ihrer kosmischen Geschwindigkeit, sondern wird durch die anderen beim Fall wirkenden Kräfte, wie die Schwerkraft und der Widerstand der Luft, bestimmt. Der Widerstand der Luft strebt die Geschwindigkeit zu vermindern; die Schwerkraft wirkt beschleunigend. Nach den Überlegungen auf Seite 7 können wir die Geschwindigkeit ermitteln, die ein bekannter Körper unter dem Einfluss des Luftwiderstandes und der Schwere erreicht. In folgender Tabelle sind die Resultate der Berechnung für Kugeln mit dem spec. Gew. 3,5 und verschiedenen Radien enthalten. In der letzten Columne stehen die laut der Formel auf Seite 6 für das Eindringen mit Benutzung der Konstanten nach Crantz berechneten Eindringungstiefen in Dammerde und in zur Hälfte mit Sand gemischten Lehm.

---

[1]) Der grösste Meteorstein, dessen Fall man gesehen hat, ist der von Bjurböle mit c:a 400 kg Gewicht.

| Radius m | sp. Gew. | Gewicht kg | Geschwindigkeit m in Sek. | Eindringungs Tiefe in Dammerde m | Eindringungs Tiefe in Lehm mit Sand m |
|---|---|---|---|---|---|
| 0,01 | 3,5 | 0,01 | 57,7 | 0,01 | 0,01 |
| 0,02 | „ | 0,12 | 81,6 | 0,03 | 0,05 |
| 0,05 | „ | 1,83 | 129,1 | 0,15 | 0,24 |
| 0,10 | „ | 14,66 | 182,6 | 0,50 | 0,75 |
| 0,15 | „ | 49,48 | 223,6 | 0,94 | 1,42 |
| 0,20 | „ | 117,29 | 258,2 | 1,45 | 2,20 |
| 0,30 | „ | 395,84 | 316,3 | 2,63 | 3,98 |

Um zu erfahren wie genau diese theoretischen Berechnungen mit factischen Verhältnissen bei Meteoritenfällen übereinstimmen, habe ich in folgender Tabelle einige Angaben zusammengestellt über die Tiefen, in welche verschiedene Meteorsteine von bekanntem Gewicht in die Erde gedrungen sind

| Der Fall. | Gewicht in kg | Tiefe in m | Angabe das Erdreich betreffend. |
|---|---|---|---|
| Mehrere Fälle [1] [2] . . | 0,1—0,01 | 0,0 | Feld |
| Stewart C:o [3] . . . . | 0,4 | 0,25 | Feld |
| Gnadenfrei [4] . . . . | 1 | 0,30 | lose Ackererde |
| Ibbenbühren [5] . . . . | 2 | 0,70 | Fussteg |
| Bandong [3] . . . . . | 8 | 1,0 | Reisfeld |
| Hvittis . . . . . | 14 | 0,60 | Acker |
| Tjabé [3] . . . . . | 20 | 0,60 | Feld |
| Mocs [1] . . . . . | 36 | 0,65 | gefrorene Erde |
| Lancé [6] . . . . . | 47 | 1,4 | Acker |
| Kernouve [7] . . . . . | 80 | 1,0 | Wiese |
| Knyahinya [2] . . . . | 234 | 3,3 | feuchte Wiese |

[1]) A. Koch. Bericht über den am 3 Februar stattgef. Meteorsteinfall von Mocs in Siebenbürgen. Sitzb. d. Wien Akad. 1882.

[2]) Haidinger. Sitzb. d. Wien Akad. LIV. 1866 s. 475.

[3]) W. Flight. History of Meteorites. Geological Magazine 1875.

[4]) J. G. Galle u. A. von Lasaulx. Bericht über den Meteorsteinfall bei Gnadenfrei am 17 Mai 1879. Sitzb. der K. Akad. zu Berlin 1879.

Beim Vergleich der Tabellen mit einander zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den berechneten und den beobachteten Werten.

Als Endresultat dieser Beobachtungen erhält man, *dass ein Meteor von gewöhnlicher Grösse die Erde mit einer Geschwindigkeit erreicht, die unabhängig von seiner kosmischen Geschwindigkeit ist, und dass seine Geschwindigkeit an der Erdoberfläche von dem Widerstande der Luft und von der Schwerkraft bestimmt werden gemäss der Formel:* $P = W$.

Als Grundlage aller dieser Berechnungen, welche zu mit der Wirklichkeit übereinstimmenden Resultaten führen, liegt der Gedanke, dass die Bewegung des Meteoriten durch die Atmosphäre stetig veränderlich ist.

Schiaparelli drückt sich hierüber deutlicher in seinen Rechnungen als wie in Worten aus. Er benutzt immer matematische Formeln die eine stetig veränderliche Bewegung voraussetzen. Merkwürdig ist es deshalb, dass sich unter den Meteoritenforschern, die sich doch alle mehr oder weniger auf Schiaparellis grundlegende Werke stützen, eine ganz andere Auffassung so sehr verbreitet ist. Ich meine die Haidingersche [1]) Theorie von einem „Hemmungspunkte", einem Punkt auf der Bahn des Meteoriten, auf dem dieser einen Augenblick stille steht. So sagt Haidinger: „Der Stillstand des Meteors ist das Ende der kosmischen Bahn." Seine Ansicht wird ausserdem von ihm durch beigefügte Figuren verdeutlicht. Im Jahre 1893 beschreibt Brezina [2]) die Vorgänge des Falles eines Meteoriten mit folgenden Worten: „— — — seine kosmische Geschwindigkeit ist verloren gegangen bei der Explosion, welche in einer Höhe von 3—47 km über der Erdoberfläche vor sich geht; dieser sogenannte Hemmungspunkt bezeichnet somit das Ende der kosmischen und den Beginn der irdischen Bahn; in letzterer beginnt seine Geschwindigkeit mit Null, steigert sich etwas, wird dann aber

---

[5]) v. Rath. Sitzb. der K. Akad. zu Berlin 1872. 27.

[6]) R. v. Drasche. Ueber den Meteoriten von Lancé. Tschermak's Min. Mitth. 1875.

[7]) De Limur. C. r. LXVIII S. 1338. 1869.

[1]) Haidinger. Über die Natur der Meteorite in ihrer Zusammensetzung und Erscheinung. Sitzb. d. Wien Akad. 1861.

Haidinger. Licht., Wärme und Schall bei Meteoriten Fälle. Sitzb. d. Wien Akad. 1863.

[2]) Brezina. Die Meteoriten vor und nach ihrer Ankunft auf die Erde. Vortr. d. Ver. zur Verbr. naturw. Kenntn. in Wien. Heft. 15. 1893.

bald durch den Widerstand der Luft an weiterer Vergrösserung gehindert."

J. G. Galle [1]) sieht in der geringen Geschwindigkeit, welche die Meteorsteine bei Pultusk hatten, als sie zur Erde fielen, den Beweis dafür, dass auf ihrer Bahn ein Hemmungspunkt in dem Sinne Haidingers vorhanden gewesen war. Er glaubt sogar den Schlussatz ziehen zu können, dass ein Meteorstein mit um so geringerer Geschwindigkeit zur Erdoberfläche gelangt je niedriger in der Atmosphäre sein Hemmungspunkt sich befindet und also je grösser seine kosmische Geschwindigkeit war.

In der die verschiedenen Meteorfälle schildernden Litteratur habe ich keinen Beweis für die eben referierte Hypothese gefunden. Wahrscheinlich ist sie entstanden, um die geringe Geschwindigkeit, mit der die Meteore die Erdoberfläche erreichen, zu erklären. Diese Sache kann jedoch leicht durch die geltenden Fallgesetze erklärt werden, was ja auch auf den vorhergehenden Seiten gethan worden ist, woher es zwecklos erscheint nach einer in sich unwahrscheinlichen Hypothese zu greifen.

## Die Entstehung des Knalles.

Der Fall des Meteorsteines in Hvittis war von einem Donner begleitet, so wie es die Regel bei einem Meteoritenfalle ist.

Früher wurde die Entstehung des Lautes einer Explosion zugeschrieben. Man dachte sich, dass der Meteorstein, sobald er den Einfluss der Atmosphäre erfuhr, explodierte. (Dieser Einfluss sei teils ein chemischer, teils ein termischer oder mechanischer.)

Die Schwierigkeit, eine gültige Ursache der Explosion zu finden und der Umstand, dass das Studium der aufgefundenen Meteorsteine in keinem Fall die Hypothese der Explosion bestärkte, veranlasste Haidinger nach einer anderen Erklärung zu suchen. Er dachte sich die Sache in der Art, dass ein Vakuum sich hinter dem Meteorsteine bildete während der Zeit als dieser mit ungeheurer Geschwindigkeit die Atmosphäre durcheilte. Wenn der Meteorit dann in kurzer Zeit zum Stehen gebracht worden war, strömte die

---

[1]) J. G. Galle. Ueber die Bahn des am $^{30}/_{1}$ 1868 beobachteten und bei Pultusk im Königreiche Polen als Steinregen gefallenen Meteors durch die Atmosphäre. Abh. der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur. Breslau 1868.

Luft hinein, den leeren Raum erfüllend, und gab in dieser Weise Veranlassung zum Knall.

Cleveland Abbe [1]) will die Explosion (den Knall) und das darauf folgende dumpfe Rollen damit erklären, dass der Meteorit auf seiner ganzen Bahn durch die Luft ein schwaches Getöse hervorbringt. Da er sich eine Strecke weit mit einer Geschwindigkeit von 340 m in d. Sek. abwärts bewegt, erreicht der Laut von diesem Teil seiner Bahn zu gleicher Zeit das Ohr des unten stehenden Zuhörers und wird von ihm als starker Knall empfunden.

Doss [2]) kritisiert mit Erfolg diese beiden Hypothesen. Sie können beide nicht die Entstehung eines Knalles anschaulich machen, sondern würden solche Vorgänge wie die eben besprochenen nur einen ausgezogenen Lärm oder Ton hervorrufen. Denn unter Annahme der Haidinger'sche Erklärung würde deshalb kein scharfer Knall entstehen können, weil die Luft schon beim Entstehen des gedachten Vakuums beginnen würde in dasselbe allmählich hineinzuströmen und (besonders in Anbetracht der stetig abnehmenden Geschwindigkeit) nicht erst plötzlich beim „Stillstand" des Meteoriten. Hält man sich wiederum zur Theorie Cleveland Abbe's, so müsste das vom Meteoriten ausgehende Getöse allmählich in dem Maasse als sich die Geschwindigkeit des Meteoriten 340 m nähert, zunehmen, bis ein bestimmtes Maximum erreicht ist, und dann wieder, bei weiter abnehmender Geschwindigkeit, allmählich abnehmen. Gestützt auf die Beobachtungen von Mach und verschiedenen Anderen über die Vorgänge bei den Bewegungen eines abgefeuerten Projektils durch die Luft kommt Doss schliesslich auf eine vortreffliche Erklärung der Entstehung des Knalles. Er sagt: „der kanonenschussähnliche Knall, welcher so oft gehört wird, ist nichts anderes als die Knallkopfwelle, welche sich vor dem Meteoriten auf seinem Laufe durch unser Luftmeer bilden muss, die anfangs mit derselben Geschwindigkeit wie der Stein sich vorwärts bewegt und erst von dem Momente an dauernd vorauseilt, in welchem der Meteorit durch die Erregung der Schallwellen, durch Bildung von Luftwellen hinter sich und durch die Reibung der Luft eine Geschwindigkeit erreicht

[1]) Cleveland Abbe in Report of the committee to collect information relative to the meteor of Dec. 24 1873. Philosphical Society of Washington 1877 p. 139. (Citiert von Doss [2]).

[2]) B. Doss. Über den Meteoriten von Misshof in Kurland und die Ursache der Schallphänomen bei Meteoritenfällen im Allgemeinen. Neues Jahrb. f. Miner. etc. 1892.

hat, die unter der in den betreffenden Höhen geltenden normalen Schallgeschwindigkeit steht."

Die Erklärung von Doss steht und fällt mit der Erklärung von Mach über die anomale Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalles in der Schussrichtung bei Schiessversuchen mit scharfen Patronen und mit seiner Deutung der Photographien von Luftschichten neben einem in Bewegung begriffenen Projektile [1]).

Machs Ansichten sind indessen von den Physikern gutgeheissen worden, und auch der Verfasser ist von ihrer Gültigkeit lebhaft überzeugt.

## Aussehen und Grösse des Hvittis-Meteoriten.

Der gefundene Meteorstein wog 14,040 kg in dem Zustande, in dem er sich befand, als er zur Geologischen Commission ankam und gereinigt worden war. Der Stein war vollständig von einer zusammenhängenden, matten, schwarzen Schmelzrinde, die nur unbedeutend beim Transporte und beim Ausgraben beschädigt worden war, umgeben. An einer Stelle war jedoch vom Finder des Steines, der sehen wollte wie derselbe von innen aussah, ein kleines Stück abgeschlagen worden. Dieses Stück, das nur 10 g wog, ist auch später der Geologischen Commission ausgeliefert worden. Das totale und ursprüngliche Gewicht des Meteoriten kann deshalb mit ziemlich grosser Genauigkeit auf 14,050 kg festgestellt werden.

Der Stein misst $28 \times 23 \times 13{,}5$ cm und hat eine gerundete, länglich abgeplattete Form. Wie die Tafel I zeigt, wird er hauptsächlich von zwei Flächen begrenzt. Die eine derselben ist eine ebene, stark bauchige Fläche. Sie ist gerade nach vorne gerichtet auf Fig 1 und nach links auf Fig. 2. Die zweite Fläche sieht man am besten auf Fig. 3, sie ist aus kleinen conkaven Facetten zusammengesetzt.

Die Kante zwischen diesen zwei Flächen wird von einer Menge kleinerer Flächen abgerundet, von denen einige auf Fig. 2

---

[1]) E. Mach. Über die Schallgeschwindigkeit beim scharfen Schuss nach den im Kruppschen Etablissement angestellten Versuchen. Sitzb. d. Wien Akad. 1889. E. Mach. Ergänzungen zu den Mittheilungen über Projektile. Sitzb. d. Wien Akad. 1892.

gut hervortreten. Die nach links gerichtete Rundung, welche die bauchige Fläche darstellt, kontrastiert scharf gegen die Begrenzung der Figur rechts.

Die kuppelförmige Fläche ist nur mit einer c:a 0,1 mm dicken Rinde bekleidet. Die dünne Rinde ebenso wie die glatte Oberfläche und die abgerundete, gleichsam abgeschliffene bauchige Form charakterisieren diese Fläche als eine „Brustseite" im Sinne Haidingers [1]) d. i. als die Seite des Meteoriten, welche während des Fluges durch die Luft nach vorn gerichtet war.

Die entgegengesetzte Seite wäre dann die Rückseite gewesen. Auch diese ist ungewöhnlich typisch ausgebildet, ausgefüllt, wie sie ist, mit den in der Regel auf der Hinterseite der Meteorsteine vorkommenden flachen Gruben. Die Rinde ist auf dieser Seite 2—3 mal so dick wie auf der Vorderseite. Der Hvittis-Meteorit gehört also zu den sogenanten orientierten Meteorsteinen.

Die kleineren Flächen (siehe Fig. 2) sind von wechselnder Oberflächenbeschaffenheit und stossen mit stumpfen Winkeln an einander. Ein Teil derselben gleicht nach ihrer Flächenbeschaffenheit ganz der Vorderseite, andere haben einwenig dünnere Rinde und sind unebener. Schliesslich sind einige fast ganz unberindet, oder ihre unebenen schalförmigen Oberflächen sind mit so dünner Rinde bedeckt, dass sie nur wie chagriniert aussehen. In dieser Art sind alle Stufen representiert, von der Schmelzrinde der Vorderseite an bis zu den beim Zerschlagen entstehenden Bruchflächen. Flächen, die ganz und gar verschieden entwickelte Rinden haben, stossen an mehreren Stellen unmittelbar an einander, scharfe Grenzen ohne Übergänge bildend. Falls diese variierenden Verhältnisse der verschiedenen Flächen von ihrer ungleichen Lage auf dem Meteorstein abhängig wären, würden sich natürlicher Weise allmähliche Übergänge finden; wenigstens an solchen Stellen wo die Flächen mit einander einen unbedeutenden Winkel bilden und in einer Fortsetzung mit einander liegen. Ebenso wie nun diese Flächen eine Serie von einer verschieden stark ausgebildeten Rinde zeigen, so repräsentieren auch meiner Ansicht nach die respektiven Flächen verschiedene Zeitpunkte in der Geschichte des Meteoriten. Diejenigen mit gut ausgebildeter Rinde sind am stärksten dem Einflusse der rindebildenden Umstände ausgesetzt gewesen. Die mit schwacher Rinde sind, während diese Umstände noch wirksam waren, entstanden, und

---

[1]) l. c. seite 11.

endlich die nur rauchigen erst als der Rindenbildungsprocess fast aufgehört hatte. Neben diesem Gradunterschiede in der Stärke der rindenbildenden Umstände besteht ein Zeitunterschied, indem die früher gebildeten Flächen am längsten dem Einflusse jener ausgesetzt gewesen sind.

Wenn man in Uebereinstimmung mit der herrschenden Vorstellung annimmt, dass der Meteorstein auf seiner Bahn durch die Atmosphäre, worauf Alles zu deuten scheint, seine Rinde erhält, kommt man zu dem Resultate, dass Stücke und Splitter zu verschiedenen Malen abgesprungen sind, als der Stein durch die Atmosphäre flog. Die zähe und feste Beschaffenheit des Hvittis-Meteoriten in Betracht nehmend kann die hierzu nötige Kraft keineswegs für unbedeutend gehalten werden. Es sei denn, dass diese Stücke beim Zusammenstossen mit einem anderen ihm folgenden, bisher nicht aufgefundenen Stein abgeschlagen oder durch die Wirkung der um den Meteorstein wirbelnden zusammengepressten Luft oder durch eine starke und ungleichmässige Erhitzung der Aussenschichte des Steines abgesprengt worden sind.

Auf der Vorderseite des Meteoriten (siehe Taf. I) und an seinen Flanken befinden sich einige von 1 bis $^1/_2$ cm tiefe abgerundete Gruben, die immer eine stark ausgebildete Rinde haben. Derartige Gruben sind an vielen Meteorsteinen angetroffen worden. Ihr Entstehen hat man ebenso wie hier weder durch Ausschmelzen noch Ausfallen eines leichter zerstörbaren Teiles erklären können, wie man das Entstehen ähnlicher Gruben bei einigen Meteoreisen erklärt. Was den Hvittis-Meteoriten anbetrifft, scheint es wahrscheinlich dass die Aushöhlungen durch Wirbel in der vor dem Meteore stark zusammengepressten Luft ausgedrechselt worden sind, während dieser mit kosmischer Geschwindigkeit in die Atmosphäre eindrang. Die erodierende Wirkung der Luft wurde von der gleichzeitig entwickelten Hitze unterstützt und von dem hierdurch verursachten Zerbersten der äusseren Schichten des Meteoriten befördert. Mikroskopische Präparate der äusseren Schicht zeigen nämlich, dass die Oberflächenschicht des Steines wirklich einer solchen Zerstörung und Auflockerung ausgesetzt gewesen sind.

Taf. II Fig. 1 zeigt uns einen Durschnitt der Oberflächenschicht des Meteoriten. Das Präparat ist der Vorderseite des Meteoriten entnommen. Wir sehen die Schmelzrinde, die vollständig opak und im reflektierten Lichte glanzlos ist. Die Rinde hat eine unebene verschlackte Oberfläche und schliesst kleine blasige Hohlräume ein.

Parallel mit der Oberfläche ist das äussere Lager des Meteorsteines in einer Tiefe von 0,5—0,8 mm von Spaltrissen durchzogen. Diese Risse sind nicht davon abhängig, dass der Enstatit in den Schichten in einer bestimmten Art orientiert wäre, sondern die Risse ziehen sich von einem Enstatitkorn in ein anderes verschieden orientiertes hinüber ohne die Richtung zu verändern. In wechselnden Zwischenräumen werden diese Risse von einem anderen System, das senkrecht gegen die ersteren verläuft, verbunden, so dass die Oberflächenschicht des Meteoriten in kleine Stücke zerfällt. In der Nähe der Oberfläche ist die Rindensubstanz in die Risse eingedrungen und bildet opake Adern.

## Die chemische Untersuchung des Meteorsteines.

Der Hvittis-Meteorit besteht hauptsächlich aus einer feinkörnigen Mischung von Silikaten mit metallischem Nickeleisen und Sulfiden. Das fein verteilte Nickeleisen lässt sich hier nicht in gleicher Weise wie das in Körner und Klumpen zusammengeballte Nickeleisen, welches in vielen anderen Meteoriten z. B. in dem von Bjurböle [1]) vorkommt, von den unmagnetischen Bestandteilen durch den Magneten trennen. Sogar eine mehrere Mal wiederholte Behandlung gab keine annähernd reinen Produkte. Die Metallpartikeln waren jedoch gross genug, um ein Zerreiben des Meteoritenpulvers im Mörser zu verhindern, woher es nicht möglich war das Material für die Analyse auf gewöhnliche Art zu bereiten. Darum musste eine andere Methode gewählt werden: Zur Analyse wurde ein Meteoritensplitter von der Grösse genommen, dass er ganz und gar in einer Analyse verarbeitet werden konnte. Dieses Stück wurde so fein wie möglich in dem Diamantmörser zerstossen, worauf das so erhaltene Analysenpulver aufgesammelt und gewogen wurde. Es wurde dann erst mit Säure digeriert, bis die metallischen Bestandteile sich gelöst hatten, wonach es durch Dekantieren gewaschen und schliesslich in einem Achatmörser unter Wasser zerrieben wurde. Aus dem Achatmörser wurde das feine Mehl in den Platintiegel gebracht, in diesem getrocknet und nach dem Trocknen mit $B_2O_3$ vermischt und aufgeschlossen.

[1]) W. Ramsay u. L. H. Borgström. Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå. Bull. de la Comm. géologique de Finlande N:o 12. 1902.

Das Feinreiben unter Wasser ist entschieden zu empfehlen, wenn das zu pulverisierende Mineralgemenge solche Bestandteile enthält, die beim trockenen Zerreiben leicht zerdrückt und zu Staub verwandelt werden, wodurch eine Veränderung in der Zusammensetzung der Mischung während des Reibens verursacht werden könnte. Besonders ist dieses Verfahren bei der Behandlung von Meteoriten zu empfehlen, die ja in der Regel in dieser Hinsicht so ungleiche Mineralien wie schmiedbare Metalle und äusserst spröde, zerspaltende Silikate enthalten.

In der Art wie bei der Analyse des Hvittis-Meteoriten, bei welcher nur ein kleines Stück des Meteorsteines in Verwendung kam, kann man natürlich nicht zu Wege gehen, wenn man es mit grobkörnigen Substanzen oder mit allzu inhomogenen Gemischen zu thun hat. In vielen Fällen ist es unmöglich einen nur 2—3 Gramm wiegenden Splitter zu finden, der die durchschnittliche Zusammensetzung der Probe besässe. Infolge der feinkörnigen Beschaffenheit des Hvittis-Meteoriten und der gleichmässigen Verteilung der Gemengteile (sogar die Chondren haben ungefähr dieselbe Zusammensetzung wie die übrige Masse, siehe Seite 42) droht uns bei seiner Analyse keine Fehlerquelle von dieser Seite her. Die an verschiedenen Stücken ausgeführten Bestimmungen sind ausserdem so übereinstimmend, (wie später hervorgehen wird), dass darin schon an und für sich ein genügender Beweis für die Annahme liegt, sie seien ein richtiger Ausdruck für die Zusammensetzung des Meteoriten.

*Analyse N:o I.* 2 650,0 mg im Diamantmörser zerstossenes Material wurden 5 Stunden auf dem Wasserbade mit 100 ccm 10 % Chlorwasserstoffsäure digeriert, worauf die Lösung durch ein Filter abdekantiert, und 40 ccm neue Säure hinzugesetzt wurden. Diese Lösung wurde zur ersten gegossen. Da das Filtrat von feinem durch das Filter gegangenem Meteoritenmehl getrübt war, konnte $SiO_2$ in demselben nicht bestimmt werden, sondern die geringe Menge $SiO_2$, die sich bei ihrem Eindunsten abschied, wurde abfiltriert und zusammen mit dem ungelösten Rückstande aufgeschlossen. In dem Filtrate nach der Kieselsäure wurde in derselben Weise, wie in den Gesteinsanalysen üblich ist, zweimal mit $NH_3$ gefällt.

Von Nickel und Kobalt wurde der Eisenniederschlag dadurch befreit, dass er einmal mit Ammoniumacetat und zweimal mit $NH_4OH$ in Gegenwart von reichlichem $NH_4Cl$ gefällt und eine Stunde auf dem

Wasserbade digeriert wurde. Das letzte Filtrat gab mit $(NH_4)_2S$ keine Nickelreaktion. Um das Eisen von Al und Cr zu trennen, wurde die Eisenfällung gelöst und Fe in dieser Lösung, nachdem Weinsäure zugegeben worden war, um Al und Cr in Lösung zu halten, mit $(NH_4)_2S$ gefällt. Al und Cr wurden von einander durch Schmelzen mit $KNO_3$ und $Na_2CO_3$ getrennt. Erhalten wurden:

$$Fe_2O_3 — 919{,}8 \text{ mg}$$
$$Al_2O_3 — 0{,}5 \text{ mg}$$
$$Cr_2O_3 — 4{,}1 \text{ mg}$$

Aus dem Filtrate nach den beiden ersten Fällungen mit $NH_3$ wurden Ni und Co mit $(NH_4)_2S$ abgeschieden. Diese Fällung wurde gelöst und mit den beiden nach den Eisenfällungen erhaltenen Nickel- und Kobalt-Lösungen zusammen behandelt. Aus den vereinigten Filtraten wurden dann Ni + Co mit Natriumhydrat gefällt und nach dem Reduzieren im Wasserstoffstrome als Metalle gewogen

$$Ni + Co — 47{,}5 \text{ mg}.$$

Aus dem Filtrate nach dem Nickelsulfid wurde Ca durch doppelte Fällung mit Ammoniumoxalat erhalten

$$CaO — 16{,}1 \text{ mg}.$$

Die jedenfalls nur kleine Mengen Mg, Na und K enthaltenden Filtrate wurden mit dem entsprechenden Filtrate von der Analyse des in Säuren unlöslichen Restes vereinigt.

Der Teil des Meteoritenmateriales, der sich nicht in verdünnter, warmer Chlorwasserstoffsäure gelöst hatte, wurde mit Königswasser auf dem Wasserbade erst 8 Stunden digeriert und dann 3 Stunden mit neuer Säure behandelt. Nach der zweiten Behandlung war die Säure kaum gefärbt, woraus man schliessen kann, dass alles in Königswasser Lösliche schon von der ersten Portion aufgenommen worden war. Nachdem die Salpetersäure in diesen Lösungen zerstört worden war, wurde das Eisen, Aluminium, Chrom, Nickel und Kobalt ebenso wie in der Salzsäurelösung bestimmt, nur mit dem Unterschiede, dass Fe von Al und Cr in der Art getrennt wurde, dass die vereinigten Oxide mit NaOH im Silbertiegel unter Zusatz von etwas Natriumperoxid geschmolzen wurden. In dieser Weise verlief die Trennung von Fe, Cr und Al besonders glatt. Es wurde erhalten:

$Fe_2O_3$ — 13,6 mg
($Al_2O_3$ — 0,1 mg) [1]
$Cr_2O_3$ — 5,4 mg

Von CaO, MgO, $K_2O$, $Na_2O$ waren im Filtrate nur Spuren vorhanden. Von Ni + Co wurden 6,7 mg erhalten. Die aus der salzsauren Lösung und der Lösung in Königswasser erhaltenen Nickel- und Kobalt-Niederschläge wurden zusammengethan und der Co-Gehalt durch wiederholtes Fällen mit Kaliumnitrit bestimmt:

Co — 2,0 mg.

Bei der Behandlung des Meteoritenpulvers mit Säuren blieb ein helles graugrünes Silikatpulver ungelöst zurück. Dieses wurde nun unter Wasser im Achatmörser fein zerrieben, getrocknet und mit 15g $B_2O_3$ aufgeschlossen. Beim Schmelzen entstand ein milchartiges Glas von schwach olivengrüner Farbe, das sich schnell und vollständig in mit trockenem HCl versetztem Metylalkohol auflöste.

$SiO_2$, $Fe_2O_3$, $Al_2O_3$, $Cr_2O_3$ und CaO wurden mit genauer Beachtung der Vorschriften, die Jannasch in seinem „Praktischen Leitfaden der Gewichtsanalyse“ [2]) giebt, bestimmt, nur mit der Veränderung dass ein wenig Natriumperoxyd zu der NaOH-Schmelze bei der Trennung von Fe, Cr und Al hinzugesetzt wurde. Ni und Co waren nicht vorhanden. Es wurde erhalten:

$SiO_2$ — 1 100,5 mg
$Fe_2O_3$ — 10,6 „
$Al_2O_3$ — 40,2 „
$Cr_2O_3$ — 5,6 „
CaO — 19,5 „

Dank der grossen Menge Ammonium-oxalat, das in den vereinigten Filtraten nach Ca enthalten war, blieb nach Eindunsten derselben und Vertreiben der Ammoniumsalze der grösste Teil des Magnesiums ungelöst. Die einige Milligramme betragende Menge, die sich gelöst hatte, wurde mit Ammoniumphosphat gefällt. Der Über-

[1]) Der geglühte Al-Niederschlag war dunkel gefärbt, woher er keinen Platz in dem Analysenresultate verdient.

[2]) P. Jannasch. Praktischer Leitfaden der Gewichtsanalyse. Leipzig 1897.

schuss der Phosphorsäure wurde als basisches Salz nach Hinzufügen von Ferrichlorid aus dem Filtrate entfernt. Die Alkalien wurden nach üblichen Methoden bestimmt, aber die Magnesia ging leider verloren.

$K_2O$ — 7,7 mg.
$Na_2O$ — 34,5 „

*Analyse N:o II.* 1969,6 mg wurden mit HCl + $HNO_3$ digeriert, unter Wasser zerrieben und mit Fluorwasserstoffsäure und Schwefelsäure aufgeschlossen. Hierbei blieb ein schwarzer Rest ungelöst, der nach schwachem Glühen 7,7 mg wog und der wahrscheinlich aus Chromit bestand. Dieser Rest wurde der Natriumhydratschmelze bei der Trennung von Eisen und Aluminium zugefügt.

Im Säureextrakte wurden $Al_2O_3$, $Cr_2O_3$ und CaO bestimmt.

$Al_2O_3 + Cr_2O_3$ [1]) — 4,7 mg
CaO — 14,2 „

Das Filtrat nach CaO wurde mit dem entsprechenden, beim Aufschliessen mit Flussäure erhaltenen Filtrate vereinigt.

Eisen, Aluminium und Chrom wurden in diesem, wie in der Analyse der Silikate in N:o I, bestimmt:

$Fe_2O_3$ — 7,7 mg
$Al_2O_3$ — 30,7 „
$Cr_2O_3$ — 4,6 „

Nachdem Ni und Co mit $(NH_4)_2S$ aus dem Filtrate entfernt worden waren, wurde CaO wie in I bestimmt.

CaO 14,2 mg.

Das Filtrat nach Ca wurde eingedampft und die Ammoniumsalze vertrieben, worauf die Schwefelsäure mit Bleiacetat in alkoholischer Lösung als Bleisulfat gefällt wurde. Das überschüssige Blei wurde mit $H_2S$ entfernt. In der schwefelfreien Lösung wur-

[1]) Hauptsächlich $Cr_2O_3$ nach Analyse I.

den Magnesium, Kalium und Natrium laut Jannasch Vorschriften bestimmt [1]).

$MgO$ — 457,5 mg
$K_2O$ — 7,2 „
$Na_2O$ — 24,0 „

*Analyse N:o III. Schwefelbestimmung.* 1 162,0 mg Meteoritenpulver wurden mit $Na_2CO_3$ und $KNO_3$ unter Zusatz von NaCl über einer Spirituslampe in einem Zimmer, das frei von Verbrennungsprodukten des Leuchtgases war, geschmolzen. Nach weiterer Behandlung in gewöhnlicher Weise wurde erhalten:

S — 36,9 mg.

*Analyse N:o IV.* 1 030,0 mg Meteoritenpulver wurden in Portionen in erwärmtes Königswasser gebracht und das Ganze eine Zeit lang auf dem Wasserbade erwärmt. Nachdem die überschüssige Säure vertrieben worden war, wurde das Eisen durch die möglichst kleine Menge Ammoniak gefällt. Der Eisenniederschlag enthielt in dieser Weise behandelt alle Phosphorsäure während die Schwefelsäure sich im Filtrate befand. Die Phosphorsäure wurde als Molybdat getrennt und als Phosphat gewogen:

P — 0,8 mg.

Die Schwefelsäure im Filtrate nach der Fällung des Eisens ergab

S — 35,8 mg.

*Extraktion mit Wasser N:o 1.* 1 474,6 mg eben zerstossenes Meteoritenpulver wurden mit 100 ccm $H_2O$ in einer mit einem Uhrglase bedeckten Platinschale ungefähr 2 Stunden gekocht. Hierbei entwickelte sich Schwefelwasserstoff, welcher sich durch seinen Geruch und durch das Schwärzen eines mit Bleiacetatlösung befeuchteten Stückes Filtrierpapier, das in dem Dampfe über der Schale gehalten wurde, zu erkennen gab. Der Wasserextrakt wurde mit HCl einge-

[1]) l. c.

dampft und analysiert. Er enthielt nicht $SiO_2$, $Fe_2O_3$ oder $Al_2O_3$ auch nicht MgO wohl aber:

$$CaO — 2{,}4 \text{ mg.}$$

*Extraktion mit Wasser N:o 2.* 2 357,7 mg vom gleichen Material wie in N:o 1 wurden ebenso behandelt und ergaben in Lösung 4,4 mg CaO. Der ungelöste Rückstand wurde mit stark verdünnter Essigsäure ausgewaschen, wobei 9,8 mg $Fe_2O_3$ und 11,2 mg CaO in Lösung gingen.

*Extraktion mit Essigsäure.* 1 396,7 mg vom selben Material, das bei dem vorhergehenden Versuch angewandt worden war, wurden eine halbe Stunde mit einer kalten Lösung von 2 ccm Essigsäure und 100 ccm Wasser digeriert. Hierbei wurden gelöst:

$$Fe_2O_3 — 11{,}1 \text{ mg}$$
$$CaO — 9{,}3 \text{ mg.}$$

Der ungelöste Rückstand wurde eine halbe Stunde auf dem Wasserbade mit ebenso verdünnter Essigsäure behandelt. Dieses Mal enthielt die Lösung 15,3 mg $Fe_2O_3$ aber kein CaO.

*Extraktion mit HCl.* 727,0 mg Pulver des Hvittis-Meteoriten wurden 5 Stunden auf dem Wasserbade mit verdünnter Chlorwasserstoffsäure behandelt. Die nicht ganz klare abfiltrierte Lösung gab eine $SiO_2$-Menge von 8,3 mg (wurde nicht mit HFl geprüft). Andere Stoffe wurden nicht bestimmt. Der ungelöste Rückstand wurde einer wiederholten Behandlung mit Säure unterworfen. Dieses Mal 3 Stunden. Jetzt waren 3,9 mg $SiO_2$ in Lösung gegangen.

## Die Resultate der chemischen Untersuchung.

Als erstes und wichtigstes Resultat der chemischen Analyse erhalten wir die Gesammtzusammensetzung des Hvittis-Meteoriten:

| | *Analyse I.* | | *Analyse II.* | | *I + II.* |
|---|---|---|---|---|---|
| | Angew. Menge 2 650,0 mg | | 1 969,6 mg | | |
| $SiO_2$ | — 1 100,5 mg | — 41,53 % | — mg | — % | 41,53 % |
| Fe | — 653,4 „ | — 24,66 „ | — „ | — „ | 24,66 „ |
| FeO | — 9,1 „ | — 0,34 „ | 6,9 „ | — 0,34 „ | 0,34 „ |
| Ni | — 52,2 „ | — 1,96 „ | — „ | — — „ | 1,96 „ |
| Co | — 2,0 „ | — 0,07 „ | — „ | — — „ | 0,07 „ |
| $Al_2O_3$ | — 40,7 „ | — 1,54 „ | 30,7 „ | — 1,56 „ | 1,55 „ |
| $Cr_2O_3$ | — 15,1 „ | — 0,57 „ | — „ | — — „ | 0,57 „ |
| CaO | — 35,6 „ | — 1,34 „ | 29,3 „ | — 1,48 „ | 1,41 „ |
| MgO | — — „ | — — „ | 457,5 „ | — 23,23 „ | 23,23 „ |
| $K_2O$ | — 7,7 „ | — 0,29 „ | 7,2 „ | — 0,36 „ | 0,32 „ |
| $Na_2O$ | — 34,5 „ | — 1,30 „ | 24,0 „ | — 1,22 „ | 1,26 „ |
| S | — — „ | — 3,18 [1] „ | | 3,42 „ [2] | 3,30 „ |
| P | — — „ | — — „ | | 0,08 „ [2] | 0,08 „ |
| | | | | | 100,28 % |

Aus der chemischen Untersuchung lassen sich folgende Schlüsse über die mineralogische Zusammensetzung des Hvittis-Meteoriten ziehen.

*Oldhamit.* In der Analyse N:o I befand sich im HCl Extrakte 0,61 % CaO und in der Analyse II 0,72 % CaO in der Säurelösung, 0,67 % ist also das Mittel für den Gehalt des Meteoriten an in Säuren löslichem CaO. Durch Extraktion mit verdünnter Essigsäure (siehe Seite 23) wurde der in dieser Säure lösliche Prozent an CaO zu 0,67 % bestimmt. Die Extraktionsversuche mit Wasser und mit Essigsäure zeigen, dass diese Calciummenge in einer Sulfidverbindung sich befunden hat, denn $H_2S$ wurde entwickelt als CaO in Lösung ging. Solch ein leicht lösliches Calciumsulfid ist der Oldhamit CaS. Die gefundenen 0,67 % CaO entsprechen 0,86 % CaS.

*Daubréelith.* Ein Chromgehalt bei Meteoriten pflegt in der Regel ohne weiteres dem Chromit zugeschrieben zu werden. Dieses Mineral zeichnet sich durch eine ausserordentliche Beständigkeit gegenüber Säuren aus, woher es nicht richtig scheint ihm diejenige Menge von $Cr_2O_3$ zuzuteilen, die in dem in Säuren löslichen Teil des Meteoriten gefunden worden ist. So hat Cohen [3]) gefunden, dass

[1]) Analyse III. [2]) Analyse IV.

[3]) E. Cohen. Die Meteoreisen von Kokstad, Bethanien und Muchachos. Mitth. d. naturw. Ver. für Neuvorpommern und Rügen XXXII. 1900.

der Chromit so gut wie unlöslich in Königswasser ist. In der Analyse I ist es zu beachten, dass von 9,5 mg des in Säuren löslichen $Cr_2O_3$ 5,4 mg dem Königswasserextrakte entstammen und folglich der Einwirkung von Chlorwasserstoffsäure widerstanden haben. Der Chromgehalt muss also in einer Verbindung, die schwer von Chlorwasserstoffsäure angegriffen aber von Königswasser gelöst wird, gesucht werden. Solch eine Chromverbindung ist der Daubréelith $FeSCr_2S_3$. Analyse I und II ergeben respektive 0,36 % und 0,24 % $Cr_2O_3$ in dem löslichen Teil, im Durchschnitt 0,30 %, welches 0,57 % Daubréelith entspricht.

*Troilit.* Die gefundenen Mengen an Oldhamit und an Daubréelith enthalten respektive 0,38 und 0,27 % S, zusammen 0,65 %. Wenn diese Mengen an S von den 3,30 % der Analyse genommen werden, bleiben 2,65 % nach, was 7,31 % FeS entspricht.

*Schreibersit.* Analyse N:o IV ergab 0,08 % P. Wenn wir diesen Prozentgehalt als $(FeNi)_3P$ berechnen und ein solches Verhältniss zwischen Fe und Ni das als Durchschnittszahl der Schreibersitanalysen in Cohens Meteoritenkunde angegeben wird, annehmen, dann erhalten wir 0,50 % Phosphornickeleisen (0,30 % Fe und 0,12 % Ni enthaltend).

*Nickeleisen.* Der Rückstand der Analyse von Fe, Ni und Co, nachdem die Bestandteile des Daubréeliths, des Troilits und des Phosphornickeleisens abgezogen worden sind, bilden zusammen das Nickeleisen, das also demgemäss aus folgenden Quantitäten besteht:

$$\left.\begin{array}{r} 19{,}59\ \%\ \mathrm{Fe} \\ 1{,}84\ \%\ \mathrm{Ni} \\ 0{,}07\ \%\ \mathrm{Co} \end{array}\right\} \text{ Summa } 21{,}50\ \%.$$

*Chromit.* Der durch Chlorwasserstoffsäure und durch Königswasser nicht gelöste Gehalt an Chrom war in der Analyse I 0,21 % in der Analyse II 0,23 %, im Durchschnitt 0,22 %, entsprechend 0,32 % Chromit ($FeO.\ Cr_2O_3$). Durch direkte Wägung wurde sowohl der in Königswasser wie der in $HFl + H_2SO_4$ unlösliche Rückstand, der nach der Behandlung des Meteoritenpulvers mit den genannten Reagentien nachblieb, bestimmt. Der erhaltene schwarze Rückstand ergab nach dem Glühen über der Bunsenlampe 0,39 % und bestand wahrscheinlich zum grössten Teil aus Chromit. Ein untergeordneter Teil kann irgend ein anderer unlöslicher Bestandteil, der dem

Glühen widerstanden hatte, gewesen sein. Der Chromitgehalt wird darum auf 0,32 % festgesetzt.

*Silikat.* Der Rückstand von der Masse des Meteoriten bestand aus Silikaten, deren Zusammensetzung aus dem in Säuren unlöslichen Anteil des Meteoriten erhalten wird. Für diese Silikate finden wir von den Werten der Analyse folgende übrig:

| | | |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 41,53 % | 68,87 Silikate. |
| FeO | 0,24 % | |
| $Al_2O_3$ | 1,55 % | |
| CaO | 0,74 % | |
| MgO | 23,23 % | |
| $K_2O$ | 0,32 % | |
| $Na_2O$ | 1,26 % | |
| | 68,87 | |

Wenn wir mit Benutzung der durch eine besondere Analyse (Seite 30) ermittelten Zusammensetzung des Enstatit und unter der Annahme, dass alles MgO dem Enstatit entstammt, die Menge dieses Minerales unter den Silikaten berechnen, bekommen wir 59,01 %.

Der Rückstand hat die Zusammensetzung:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 6,47 % |
| $Al_2O_3$ | 1,55 „ |
| CaO | 0,26 „ |
| $K_2O$ | 0,32 „ |
| $Na_2O$ | 1,26 „ |

Dieser Rückstand besteht hauptsächlich aus Oligoklas dessen Zusammensetzung durch eine Separat-analyse ermittelt worden ist. Der so bei der Berechnung der Analyse entstandene Überschuss enthält nun im Verhältniss mehr $SiO_2$ als der Oligoklas und auch mehr Alkalien als dieser. Ein solcher Mangel an Übereinstimmung deutet vielleicht darauf hin, dass der Rückstand ausser dem Oligoklas einen anderen Gemengteil, der reicher an $SiO_2$ und an Alkalien ist, enthält. Dieser wäre dann das aus wasserklaren Körnern bestehende nicht näher bestimmte, auf Seite 36 erwähnte Mineral oder auch die Glaseinschlüsse im Enstatit und Feldspath. Es ist indessen nicht ratsam zu weit gehende Schlussfolgerungen auf die Zusammensetzung dieses „Rückstandes“ zu bauen, der ja doch

bei der angewandten Art der Berechnung alle Fehler sowohl der Berechnung als der Analyse in sich aufnimmt.

Der Hvittis-Meteorit hat nach dem Vorhergehenden folgende mineralogische Zusammensetzung:

| | | |
|---|---|---|
| Oldhamit | 0,86 % | 8,74 % Sulfiden. |
| Daubréelith | 0,57 % | |
| Troilit | 7,31 % | |
| Phosphornickeleisen | 0,50 % | 22,0 % gediegene Metalle und P. |
| Nickeleisen | 21,50 % | |
| Enstatit | 59,01 % | Silikate 68,87 %. |
| Oligoklas | 9,86 % | |
| Chromit | 0,32 % | Chromit 0,32 %. |

## Die Gemengteile und die Struktur des Meteoriten von Hvittis.

Der Meteorit von Hvittis ist sehr fest und zäh. Es gelingt nur schwer mit dem Hammer Splitter von ihm abzuschlagen. Der Bruch ist muschelig und gleicht dem eines feinkörnigen, dichten, zähen Diabases, indem die Chondren so selten sind, dass sie nicht auf den Totaleindruck der Oberfläche wirken. Die frische Bruchfläche hat eine dunkel graugrüne Farbe. Hier und da sieht man eine kleine metallische Partikel, welche das Licht mit starkem weissem Glanze reflektiert. Kleine, scharfe, gelbe Reflexe rühren vom Troilit her. Neben diesen metallischen Mineralien kann man Silicatkörner, aus denen der grösste Teil des Meteoriten besteht, und vereinzelte Chondren unterscheiden. Diese sitzen sehr fest in der Grundmasse und werden immer zersprengt, wenn die Richtung einer Bruchfläche sie durchschneidet; nie zeigen sie eine Neigung sich loszulösen, und nirgends sieht man irgend welche runde Spuren nach herausgefallenen Chondren. Auf der Bruchfläche erscheinen die Chondren als radial strahlige, undeutlich begrenzte runde Flecken von mattem Seidenglanze.

In Dünnschliffen zeigt sich, dass der Meteorstein zum grössten Teil aus farblosen Krystallkörnern besteht. Zwischen diesen befinden sich Körner und Splitter von opaken, metallisch glänzenden Mineralien. Chondren sind selten. Am Aufbaue dieses Meteoriten nehmen folgende Mineralien teil:

| | |
|---|---|
| Enstatit, | Chromit, |
| Oligoklas, | Daubréelith, |
| Oldhamit, | Schreibersit, |
| Troilit, | Glas, |
| Nickeleisen, | Gas, |
| Graphit, | Unbestimmte Mineralien. |

*Enstatit.* Etwa 60 % von der Masse des Hvittis-Steines besteht aus Enstatit. Dieses Mineral kommt in bis zu 1,5 mm langen Krystallen oder als Chondren vor. Der Enstatit der Grundmasse hat in Dünnschliffen das Aussehen länglicher Krystallkörner, die oft eine scharfe geradlinige Begrenzung in der Längsrichtung haben, aber Krystallflächen an den Enden entbehren. Nur die in Nickeleisen eingeschlossenen Krystalle sind vollständig ausgebildet. Diese Krystalle sind in der Regel nach innen gegen das Metall gerichtet, gleichsam als ob sie in einem kleinen Hohlraume, in welchem das Metall als Lösungsmittel fungiert hätte, entstanden wären. Die Schnitte solcher Enstatite (siehe Taf. II Fig. 2) zeigen folgende Formen: Die Basis (001), das Makropinakoid (100), das Brachypinakoid (010), das Grundprisma (110) und Flächen von einer oder zwei Formen, welche die C-Axe schneiden und mit dem Zeichen (h k l), wo h oder k gleich 0 sein kann, bezeichnet werden können. Der Enstatit besitzt eine ganz ausgesprochene Pyroxenspaltbarkeit nach dem Prisma (110) und entbehrt jeder anderen Spaltrichtung.

Grobes Mineralpulver hat eine graugrüne Farbe, welche also die makroskopische Farbe des Enstatits ist. Unter dem Mikroskop ist der Enstatit farblos und zeigt deshalb auch keinen Pleochroismus. Die Auslöschungsrichtungen in Schnitten mit zwei Spaltrichtungen halbieren die Winkel zwischen diesen. Schnitte mit nur einem System von Spaltrissen löschen parallel aus. Krystallkörner, die parallel der Basis geschnitten sind, zeigen zwischen gekreuzten Nicols eine graue, lichtschwache Interferenzfarbe in demselben Präparate, in welchem Schnitte aus der Prismenzone Farben bis zum Gelbweiss von der 1:sten Ordnung zeigen. Wenn das Präparat 0,025 mm dick ist, lässt sich hieraus die Doppelbrechung in der Prismenzone zu 0,010 und senkrecht dagegen zu 0,005 berechnen. Der optische Charakter der Längsschnitte ist positiv.

Der Enstatit ist wie gesagt in der Regel farblos und klar durchsichtig, aber an manchen Stellen erscheint er doch bis zur Undurchsichtigkeit getrübt, weil er massenhaft fein verteilte Interpositionen

einschliesst. Der grösste Teil derselben ist durchsichtig und einfachbrechend bis schwach doppelbrechend; andere sind opak. Unter den opaken Einschlüssen bemerkt man Körner von Nickeleisen mit weissem und Troilitkörner mit gelbem metallischen Reflex. Der überwiegende Teil ist so fein verteilt, dass er nicht bestimmt werden kann, aber wahrscheinlich ist er zum grössten Theil Chromit. Die farblosen Interpositionen bestehen aus Glas, denn ihre Lichtbrechung unterscheidet sich stark von derjenigen des Wirtes, wenn auch nicht in dem Maasse, dass sie für Gasblasen gehalten werden könnten. Die Glasporen sind oft nach einander in krummen Flächen, die den Krystall durchziehen, angereiht. Sie sind länglich rund oder spulenförmig ausgezogen. Auch birnenförmige kommen vor. An ein paar Stellen enthalten die Einschlüsse von eben beschriebenem Character unbewegliche Gaslibellen. Gasblasen treten auch als selbständige Einschlüsse auf. Diese sind meist in Linien parallel mit der C-Axe geordnet und dann in derselben Richtung länglich ausgezogen.

Das specifische Gewicht des Enstatits wurde bei sorgfältig gereinigtem Materiale zu 3,217 bestimmt. Mit Hülfe von Metylenjodid wurde von dem durch HCl von Nickeleisen befreiten Meteoritenmaterial eine Portion, die ein specifisches Gewicht zwischen 3,2 und 3,15 hatte, separiert, mit $B_2O_3$ aufgeschlossen und analysiert:

| | I mg | II mg | I % | II % | $\frac{I+II}{2}$ | O | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 567,0 | 593,1 | 58,96 | 59,13 | 59,05 | 31,490 | —31,490 |
| $Al_2O_3$ | 9,2 | 9,6 | 0,94 | 1,24 | 1,09 | 0,466 | |
| FeO [1]) | 8,2 | 12,5 | 0,84 | 0,96 | 0,90 | 0,200 | |
| CaO | 9,8 | 9,4 | 1,02 | 0,94 | 0,98 | 0,282 | |
| MgO | 356,7 | 372,9 | 37,01 | 37,18 | 37,10 | 14,840 | 15,576 |
| $Na_2O$ | — | 6,8 | — | 0,68 | 0,68 | 0,175 | |
| $K_2O$ | — | 4,7 | — | 0,47 | 0,47 | 0,079 | |
| Summa | — | 1 009,0 mg | | 100,71 | 100,27 | | |
| Angew. Menge | 963,5 | 1 002,9 mg | | | | | |

Das Sauerstoffverhältniss zwischen den zwei- und den einwertigen Basen einerseits und der Kieselsäure anderseits ist 1 : 2,021. Folglich zeigt die Analyse einen unbedeutenden Überschuss von Kieselsäure, was ganz erklärlich ist, da das Mineral, von dem das Analysenmaterial separiert wurde, ein Oligoklas war, und die geringe

Grösse der Körner das Separieren erschwerten. Wahrscheinlich sind ein Teil der Alkalien so wie des Aluminiums und des Calciums dem eingemengten Oligoklas zuzuschreiben.

Der geringe Eisengehalt des Enstatits ist sehr interessant, nicht nur weil ein solcher Enstatit sehr selten in Meteoriten vorkommt sondern weil er uns zeigt, dass eine ungeheuer kleine Menge Eisen mit Kieselsäure verbunden im Hvittis-Meteor vorkommt, denn wir kennen in diesem Meteorit kein anderes eisenhaltiges Silicat. Zum Vergleich will ich hier die Analysen der meteorischen Enstatite beifügen, die sich durch eine gleich eisenarme Substanz auszeichnen, wie die des Hvittismeteoriten, nebst zwei Representanten für eisenreichere Mischungen (Bronzit) die in Meteoriten gewöhnlicher sind:

| | 1. | 2. | 3. | 4. | 5. | 6. | 7. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ % | 59,05 | 58,44 | 59,97 | 59,92 | 57,80 | 55,55 | 57,49 |
| $Fe_2O_3$ „ | — | 1,18 | 0,40 | — | — | — | — |
| $Al_2O_3$ „ | 1,09 | — | — | — | 2,07 | — | 2,08 |
| FeO „ | 0,90 | — | — | — | 0,91 | 16,53 | 10,59 |
| CaO „ | 0,98 | 1,68 | — | 2,11 | — | 0,09 | 2,12 |
| MgO „ | 37,10 | 38,94 | 39,33 | 38,00 | 39,22 | 27,73 | 25,78 |
| $Na_2O$ „ | 0,68 | 0,36 | 0,74 | — | — | 0,92 | 1,45 |
| $K_2O$ „ | 0,47 | 0,33 | — | — | — | — | — |
| | 100,27 | 100,93 | 100,44 | 100,03 | 100,00 | 100,82 | 100,00 |

1. Enstatit von Hvittis.

2. Enstatit von Bustee. *N. Story-Maskelyne.* On the mineral Constituents of Meteorites. Phil. trans. of the R. S. of London 1870.

3. Enstatit von Bishopville. *L. Smith.* Am. Journ. Sc. 1864.

4. Enstatit von Goalpara. *Teclu* in *Rammelsbergs* Mineralchemie. Leipzig 1875. 382.

5. Enstatit von Murcia. *Meunier.* Annal. de. Ch. et de Ph. XVII 1869 s. 12.

6. Bronzit von Shalka. *Rammelsberg.* Über die Zusammensetzung der Meteorite von Shalka und von Hainholz. Sitzb. d. K. Akad. d. Wiss. zu Berlin 1870 s. 319.

7. Bronzit von Rittersgrün. *Cl. Winkler,* in *Cohen* Meteoritenkunde I. S. 281. Einschliesst MnO 0,49 %.

*Plagioklas.* Im Hvittis-Meteoriten ist das Feldspathmineral später auskrystallisiert als der Enstatit. Zuweilen bildet es eine wirkliche „Zwischenklemmungsmasse" zwischen den Enstatitkrystallen. Im ge-

[1]) Alles in der Analyse gefundene Eisen ist als FeO berechnet.

wöhnlichen Lichte erscheint der Plagioklas unter dem Mikroskope als eine formlose strukturlose Masse (Taf. III), die sich jedoch zwischen gekreuzten Nicols in zahlreiche kleine Krystallkörner auflöst, ebenso wie der Quarz in manchen Graniten. (Taf. IV Fig. 2).

Die kleinen Körner sind 0,1—0,2 mm im Durchschnitt und zeigen keine vorherrschende Dimension.

Der Plagioklas zeigt Interferenzfarben, deren Maximum sich dem der stärkeren Farbe des Enstatit nähert, weshalb die Doppelbrechung nicht viel geringer sein kann als 0,010. Die Lichtbrechung ist bedeutend kleiner als wie beim Enstatit. In mit Ether verdünntem Canadabalsam verlieren die Plagioklaskörner vollständig ihre Konturen, woraus zu schliessen ist, dass ihr Brechnungsexponent ein wenig geringer ist als der des Canadabalsams, 1,549. Hin und wieder findet man Schnitte von Feldspath, welche aus Lamellen aufgebaut sind. Von diesen zeigen die meisten eine undulöse Auslöschung und sind wahrscheinlich Schnitte, die schräg gegen die Zwillingsgrenze verlaufen. Nach den optischen Eigenschaften zu urteilen sind die Zwillinge nach dem Albitzwillingsgesetz aufgebaut. In solchen Schnitten, wo die Lamellen scharf und gut begrenzt hervortreten und die Auslöschung in beiden Systemen symmetrisch ist, werden nur niedrige Werte für den Auslöschungswinkel erhalten. 5°, 6° und 7° sind die Werte, die beobachtet worden sind. Die optischen Eigenschaften: die Doppelbrechung, der Brechungsexponent und vor Allem die Auslöschungsschiefe weisen mit Bestimmtheit darauf hin, dass der Plagioklas ein natriumreicher ist.

Zur Analyse wurde Material vermittelst Metylenjodid separiert. Ein Stück vom Meteoriten wurde zerstossen, mit Chlorwasserstoffsäure und mit Königswasser behandelt und dann, um das feinste Pulver zu entfernen, in einem Apianischen Schlammrohre geschlämmt. Der Rückstand wurde zu verschiedenen Malen mit Metylenjodid separiert, so dass schliesslich trotz der Feinkörnigkeit des Meteoriten ein recht reines Material, das in einer Flüssigkeit von sp. Gew. 2,72 schwamm, jedoch in einer Flüssigkeit von sp. Gew. 2,57 untersank, erhalten wurde. Hierbei wurde die Beobachtung gemacht, dass das meiste und reinste Material erst nachdem die letzten Tropfen Benzol zugesetzt worden waren sank, woher wahrscheinlich der reine Feldspat ein sp. Gew. von zwischen 2,60 und 2,65 hat. Zur Analyse wurden 253 mg vom in eben beschriebener Weise erhaltenen Materiale genommen, welches doch, unter dem Mikroskope gesehen, ein wenig Enstatit enthielt, meist als kleine, in den Feldspathkörnern eingeschlos-

sene Krystalle. Die Analyse wurde nach Aufschliessen mit $B_2O_3$ ausgeführt und ergab:

| | | Oligoklas aus Hvittis. |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 161,8 mg | 63,95 % |
| $Fe_2O_3$ [1]) | 1,0 „ | 0,39 „ |
| $Al_2O_3$ | 43,8 „ | 17,31 „ |
| $CaO$ | 7,9 „ | 3,12 „ |
| $MgO$ | 23,8 „ | 9,39 „ |
| $Na_2O$ | 18,4 „ | 7,23 „ |
| $K_2O$ | 2,2 „ | 0,87 „ |
| | 258,9 mg | 102,26 % |

Der Magnesiumgehalt rührt vom Enstatit her und auch der Eisengehalt muss für eine fremde Beimischung gehalten werden. Wenn MgO, die entsprechende Menge an $SiO_2$ und $Fe_2O_3$ abgezogen werden und der Rückstand auf 100 berechnet wird, erhält man die Zusammensetzung des Feldspathes:

| | Oligoklas von Hvittis. | $Ab_4$ An. |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 63,5 | 63,3 |
| $Al_2O_3$ | 22,2 | 23,1 |
| $CaO$ | 4,0 | 4,2 |
| $Na_2O$ | 9,2 | 9,4 |
| $K_2O$ | 1,1 | — |
| | 100,0 | 100,0 |

Die chemische Analyse ergiebt also dasselbe Resultat wie die optische Untersuchung, nämlich dass der Feldspath im Hvittis-Meteoriten ein Oligoklas ist. Wie aus dem Obigen hervorgeht entspricht seine Zusammensetzung ungefähr der Mischung $Ab_4$ An; 4 Teile Albitsilikat auf 1 Teil Anorthitsilikat.

Der Plagioklas ist in reinem Zustande farblos und klardurchsichtig. Doch tritt er nicht immer rein auf, sondern meist von Einschlüssen erfüllt. So findet man Massen von kleinen, klaren Enstatitkrystallen von wechselnder Grösse eingestreut und zuweilen so reichlich vorkommend, dass der grösste Teil der Masse aus Enstatit besteht. In

[1]) Die Oxydationsstufe des Eisens wurde nicht bestimmt.

dem Feldspathe liegen die eingeschlossenen Krystalle vollständig regellos[1]) und in der Art wie aus einem Magma auskrystallisierte Einsprenglinge. Seltener sind kleine Oldhamitkörner als Einschlüsse. Einzeln kommen undurchsichtige, fein zerstreute Interpositionen in solcher Menge vor, dass das Feldspathkorn ganz undurchsichtig wird. Häufiger sieht man eben solche Einschlüsse in kleinerer Menge, sodass der Feldspath getrübt erscheint. Diese fein zerstreuten Körner bestehen wahrscheinlich aus Chromit, denn kein anderes Mineral im Hvittis-Meteoriten kann gerne als Chromit anerkannt werden, dessen Dasein indess durch die chemische Analyse bewiesen worden ist. Auch Gasblasen werden im Feldspathe beobachtet, obgleich in kleineren Mengen als im Enstatit.

In seinem ausgezeichneten Werke „Meteoritenkunde I. Die Bestandteile der Meteoriten" führt Cohen[2]) alle anderen Feldspathe ausser Anorthit unter der Rubrik „nicht näher bestimmte Plagioklase" an und erwähnt die Angaben über das Vorkommen natronreicher Plagioklase in Meteoriten nur mit einem gewissen Vorbehalt. Über diesen nicht näher bestimmten Feldspath sagt er Seite 310 folgendes: „Wie schon bemerkt wurde, machen die vielen einheitlichen Individuen, die wenig zahlreichen und breiten Zwillingslamellen, sowie die häufige sehr schiefe Auslöschung es wahrscheinlich, dass unter diesen unbestimmten Plagioklasen Anorthit ziemlich reichlich vertreten ist, besonders in den Mesosideriten und Grahamiten". Eine Ansicht über die Zusammensetzung eines Minerales auf so sekundäre Eigenschaften, wie das Vorkommen und die Dicke der Lamellen zu stützen, ist gewiss kein ganz sicheres Verfahren. Man kann leicht irre geführt werden, wenn man Erfahrungen, die aus irdischen Verhältnissen gewonnen sind, bei Beurteilung derartiger zufälligen Eigenschaften auf Meteoriten bezieht. Ebensowenig wie der meteorische Bronzit dieselbe Farbe und denselben Pleochroismus zeigt wie der Bronzit in den meisten irdischen Gesteinen, brauchen die meteorischen Plagioklase denselben Grad von Zwillingsbildung zu zeigen wie die irdischen. Hierfür ist der Oligoklas in Hvittis ein schlagender Beweis, denn er zeichnet sich eben durch zahlreiche einfache Krystalle und eine untergeordnete Zwillingsbildung aus. Die stark schiefe Auslöschung ist dagegen ein Beweis von solch einer Tragweite, dass wo sie einmal konstatiert

[1]) Über eine vom Feldspathe unabhängige Orientierung vergleiche Seite 43.
[2]) E. Cohen. Meteoritenkunde I. Stuttgart 1894.

ist, kein Zweifel mehr darüber herrschen kann, dass ein calciumreicher Feldspath vorliegt. Viele Meteoritenanalysen zeigen einen so hohen Alkaligehalt im Verhältniss zum Kalkgehalte, dass es höchst wahrscheinlich erscheint, dass ihr Feldspath ein überwiegend albitischer ist. Bei mehreren älteren Meteoritenuntersuchungen ist der Feldspath als Anorthit bestimmt worden, weil CaO in dem in Säuren löslichen Teil des Meteoriten gefunden worden ist. So viel wir aus der Analyse auf Seite 19 im Vergleiche mit der Menge CaO, die in den Extrakten des Hvittis-Meteoriten mit Essigsäure vorhanden war, ersehen können, hätte eine solche Art Schlüsse zu ziehen zu einer ganz falschen Vorstellung über den Feldspath in Hvittis geführt. Wir sehen, dass die ganze in Chlorwasserstoffsäure lösliche Menge an CaO vom Oldhamit herstammt, ein Mineral, das so leicht der Beobachtung des Forschers entgehen konnte zu der Zeit, wo die chemische Untersuchung eine Hauptrolle spielte und die mikroskopischen Untersuchungsmethoden noch wenig ausgebildet waren. Ein Alkaliengehalt in allen solchen Meteoriten, die keinen augitischen Bestandteil enthalten wohl aber einen Feldspathgemengteil, ist dem letzteren Minerale zuzuschreiben.

Einzelne Angaben sind in der Litteratur vorhanden über Meteoriten, in welchen alkalienreiche Plagioklase aufgefunden worden sind. So erwähnt Tschermak, dass es in Mocs [1]) einen Plagioklas giebt, der aus Lamellen zusammengesetzt ist, die nur 6°—9° von der Zwillingsgrenze auslöschen. Fletcher [2]) berechnet für den Feldspath in Zomba 9,49 % von der Mischung $Ab_3$ An. Lindström [3]) berechnet, dass in Hessle 10,58 % $Ab_6$ An vorhanden sind, und Tschermak [4]) hat für Gopalpur nach Exners Analyse einen Gehalt von 10,44 % an $Ab_3$ An berechnet:

[1]) G. Tschermak. Über die Meteoriten von Mocs. Sitzb. d. Wien. Akad. 1882.

[2]) L. Fletcher. On the Met. Stone which fell near Zomba. Min. Mag. 1901 N:o 59.

[3]) G. Lindström. Kemisk undersökning af meteorstenarna från Hessle. Svenska Vet. Ak. Förh. 1869. 123.

[4]) G. Tschermak. Die Meteoriten von Shergotty u. Gopalpur. Sitzb. d. Wien. Akad. 1872.

| | Hvittis. | Zomba. | Hessle. | Gopalpur. |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 63,5 | 61,55 | 64,97 | 61,85 |
| $Al_2O_3$ | 22,2 | 24,04 | 22,06 | 24,09 |
| CaO | 4,0 | 5,61 | 3,01 | 5,25 |
| $Na_2O$ | 9,2 | 7,90 | 9,96 | 8,81 |
| $K_2O$ | 1,1 | 0,90 | — | — |
| | 100,0 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

*Oldhamit.* Hier und dort einigermassen gleich verteilt im Hvittis-Meteoriten sieht man in mikroskopischen Präparaten kleine Körner (bis 0,3 mm) eines hell braungelben, durchsichtigen Minerales, welches meist abgerundete Formen hat, aber wo es zwischen Enstatit eingeschlossen ist, eine von diesem bestimmte Begrenzung erhält. Die meisten Schnitte des Minerals zeigen zwei gleich gut entwickelte Spaltrichtungen, die senkrecht gegen einander verlaufen. Das Mineral ist isotrop. Wir haben also hier eine reguliär krystallisierende Substanz mit kubischer Spaltbarkeit vor uns. Seine Lichtbrechung unterscheidet sich bedeutend sowohl von der des Enstatits, wie von der des Plagioklases. Die groben Konturen deuten auf einen hohen Lichtbrechungsexponenten hin.

Wenn ein Präparat mit verdünnter Salzsäure behandelt wird, geht das in Frage kommende Mineral augenblicklich unter heftiger Gasentwickelung in Lösung über, ohne dass ausgeschiedener Schwefel bemerkbar wäre. Auch in verdünnter Essigsäure löst es sich auf. Da ein Essigsäureauszug des Meteorsteines (siehe S. 23) nur Fe und Ca enthält, indem $H_2S$ bei der Extraktion ausgetrieben wird, kann das gelöste Mineral nicht andere Bestandteile als Fe, Ca und S enthalten. Der Eisengehalt in dem Extrakte stammt wahrscheinlich von den anderen, eisenhaltigen Komponenten des Meteoriten her, denn bei wiederholtem Behandeln gab der Rückstand nach der Extraktion Eisen in ungefähr derselben Menge wie im ersten Extrakte, aber nicht Ca. Das eben beschriebene Mineral lässt sich mit dem von Story-Maskelyne [1]) im Jahre 1862 beschriebenen Mineral Oldhamit identifizieren.

Maskelyne charakterisiert den Oldhamit als ein hell nussbraunes Mineral, das in Form von runden Körnern, deren Oberfläche mit

---

[1]) N. Story-Maskelyne. On the Mineral Constituents of Meteorites. Phil. Trans. of the Royal Society. London 1870.

einer Verwitterungsrinde von Gyps überzogen ist, vorkommt. Das Mineral spaltet leicht in drei gegen einander senkrechten Richtungen. Es ist einfachbrechend. Die Härte ist 4 und das sp. Gew. 2,58. Der Oldhamit Maskelynes löst sich beim Kochen mit Wasser. In Säuren löst er sich leicht unter Ausscheidung von Schwefel.

Maskelynes Analysen ergaben:

| | I. | | II. | |
|---|---|---|---|---|
| Ungelöstes Silikat | 7,644 | % | 8,456 | % |
| Ungelöstes Osbornit | 0,277 | „ | 0,297 | „ |
| Gelöstes Silikat (ber. wie Enstatit) | 1,525 | „ | 1,151 | „ |
| Rest des Mg als MgS | 2,933 | „ | 2,867 | „ |
| Calciumsulfid | 80,748 | „ | 79,261 | „ |
| Gyps | 3,570 | „ | 3,680 | „ |
| $CaCO_3$ | 3,102 | „ | — | |
| Troilit | — | | 2,024 | „ |
| Eisen (wahrsch. metallisch) | 0,507 | „ | 0,261 | „ |
| | 100,306 | „ | 97,997 | „ |

Beim Diskutieren der Analyse sagt Maskelyne ausdrücklich, dass er nicht bestimmen kann, ob Mg als Gemengteil oder als Verunreinigung im Oldhamit vorhanden ist. Maskelyne hält auch ein hellbraunes Mineral, das in Bishopville vorkommt, für Oldhamit.

In irdischen Gesteinen ist Oldhamit nicht gefunden worden. Dagegen hat J. H. L. Vogt [1]) gezeigt, dass eine Verbindung von Monosulfidnatur, die Ca, Mn, Zn und Fe in wechselnden Mengen enthält, unter den ältesten Ausscheidungen in manchen Hochofenschlacken vorhanden ist. Hier bilden die Sulfide Mikrolithe, welche oft Krystallskelette nach je 3 gegen einander senkrechten Axen aufbauen. Sie haben einen hohen Brechungsexponenten und sind einfachbrechend. Sie lösen sich in verdünnten Säuren ohne Schwefel auszuscheiden. Die Mikrolithe, die in Ca-reichen aber an anderen zweiwertigen Basen armen Schlacken vorkommen und folglich aus CaS bestehen, werden beim Kochen mit Wasser unter $H_2S$-Entwickelung gelöst. — Die Mikrolithe von Vogt stimmen ihren optischen Eigenschaften wie auch ihren chemischen Reaktionen nach mit dem Oldhamit von Hvittis überein, denn das Mineral von Hvittis löst

[1]) J. H. L. Vogt. Beitrag zur Kenntniss der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen. Kristiania 1892 S. 239 u. Fort.

sich in verdünnten Säuren ohne Schwefel abzusondern im Gegensatze zu der Angabe Maskelynes. Es wäre auch wider Erwarten, wenn ein Monosulfid bei seiner Auflösung Schwefel abgeben würde. Auch das Pulver des Hvittismeteoriten ergiebt Schwefelwasserstoff, wenn es in Wasser gekocht wird. Der CaS von Vogt ist farblos im Gegensatz zu dem Oldhamit der Meteoriten, doch ist die Farbe eine so zufällige Eigenschaft, dass eine Verschiedenheit in dieser Beziehung nicht durch eine bemerkbare Verschiedenheit in der Zusammensetzung verursacht zu sein braucht. Dass die Krystallskelette in drei gegen einander senkrechten Richtungen wachsen, steht im Einklange mit der kubischen Spaltbarkeit des Oldhamit.

*Nickeleisen.* Das Nickeleisen bildet Körner und Klumpen, die zwischen den Silikaten eingeschlossen sind. Die Metallsplitter sind von minimalen Dimensionen bis zu 2 mm im Durchschnitt.

Aus den Analysen vom Meteorsteine kann die Zusammensetzung des Metalles berechnet werden: (siehe Seite 25).

| | |
|---|---|
| Fe | 91,11 % |
| Ni | 8,56 % |
| Co | 0,33 % |
| | 100,00 % |

In einem gut polierten Dünnschliffe kann man unter dem Mikroskop das mit matter weisser Farbe glänzende Nickeleisen von dem stärker glänzenden Phosphornickeleisen unterscheiden, ebenso vom Troilit, der einen schwachen rotgelben Reflex, und dem Daubréelith, der einen schwachen, dunkel violetten Reflex giebt. Wenn man ein unbedecktes Präparat mit einer konzentrierten Lösung von Kupferammoniumchlorid behandelt, wird das Metall augenblicklich von einem Überzuge aus rotem Kupfer bedeckt, der nach einigen Minuten hübsche kleine Krystalle zeigt. Mit HCl so wie mit $HN0_3$ glückte es nicht irgendwelche Ätzfiguren hervorzurufen.

Das Nickeleisen scheint das zuletzt ausgeschiedene Mineral des Meteoriten zu sein, denn die anderen metallisch glänzenden Bestandteile, die alle jünger als die Silikate sind, sitzen in der Regel zwischen dem Eisen und den älteren Silikaten. Wenn man auch recht oft Körner von Troilit, Nickeleisen oder ein anderes der metallisch glänzenden Mineralien isoliert vorfindet, finden sich diese Mineralien doch für gewöhnlich zusammen in Aggregaten vor in der Art, dass der Troilit und der Daubréelith mehr nach aussen hin lie-

gen und das Phosphornickeleisen mit dem Nickeleisen das Centrum einnehmen. An vielen Stellen sieht man, dass die Nickeleisenkörner längs einem Teil ihrer Peripherie einen Rand aus Phosphornickeleisen haben.

*Phosphornickeleisen.* Nach allerdings ein wenig approximativer Berechnung wurde der Eisennickelphosphidgehalt des Meteoriten zu 0,50 % bestimmt. Beim Betrachten eines dünngeschliffenen Präparates von Hvittis mit Hülfe eines Verticalilluminators, zeigt es sich, dass hier zwei verschiedene Mineralien von weisser metallischer Farbe vorhanden sind. Das eine der beiden und zwar das in bedeutend kleinerer Menge vorkommende hat stärkeren Glanz und eine glattere, weniger geritzte Oberfläche als das andere an Menge überwiegende. In den glänzenden Partikeln kommen zuweilen Spalten vor, ohne dass eine Spaltrichtung sich zu erkennen gäbe. Das in grösserer Menge vorkommende Mineral, das Nickeleisen, löste sich in verdünnter Salpetersäure, während die glänzenden Partikeln scheinbar unverändert blieben. Als letztere nach Entfernen der Salpetersäure mit konzentriertem Kupferammoniumchlorid behandelt wurden, lösten sie sich nicht und schieden auch nicht Kupfer aus. In Präparaten, die mit Königswasser digeriert wurden, konnten keine metallisch glänzenden Partikeln mehr entdeckt werden. Das Verhältniss des Minerales den chemischen Reagentien gegenüber, so wie seine physikalischen Eigenschaften: die Farbe, der Glanz, die Sprödigkeit und die Härte (härter und leichter polierbar als das Nickeleisen) deuten, soweit sie bestimmt sind, auf Phosphornickeleisen hin. Durch Messen eines Präparates mit Hülfe eines Okulars, dessen Gesichtsfeld in quadratische Felder eingeteilt war, ergab sich durch verschiedene Rechnungen von je 1 000 Quadraten, dass das für Phosphoreisen gehaltene Mineral respektive je 0,45, 0,62 und 0,30 % im Durchschnitt 0,46 % von der Oberfläche des Präparates ausmachte. Dieser Betrag entspricht (falls das sp. Gew. des Phosphornickeleisens 7 beträgt) c:a 0,3 Gewichtsprozente der Meteoritenmasse. Die Analyse ergab 0,57 %. Die Übereinstimmung ist hier, wenn man die Ungenauigkeit der Schätzung in Betracht zieht, befriedigend.

Das Phosphornickeleisen ist ein gewöhnlicher Gemengteil in Eisenmeteoriten, aber ist in Steinmeteoriten selten direkt nachgewiesen worden, obgleich bei der Diskussion der Analyse in der Regel ein Phosphorgehalt diesem Minerale zugeschrieben worden ist. So hat Maskelyne aus dem Eisen in Bustee durch Behandlung mit Chlorwasserstoffsäure einen Rückstand mit der Zusammensetzung

des Phosphornickeleisens erhalten [1]). Auch im Meteoriten von Bjurböle ist das Vorhandensein des Phosphornickeleisens nachgewiesen worden. Hier kommt es in ganz anderer Art als in Hvittis mit dem Nickeleisen verbunden vor, nämlich wie ein den Taenit durchwebendes Krystallskelett [2]).

*Troilit.* Das Vorhandensein von Schwefeleisen bemerkt man schon bei der okulären Untersuchung einer frischen Bruchfläche des Hvittis-Meteoriten. Hier und dort werden kleine, goldglänzende Körner beobachtet. Die Analyse ergab 7,31 % FeS. Unter dem Mikroskope kann man bei Anwendung eines starken, von oben einfallenden Lichtes im Dünnschliffe den Troilit an seiner gelben Farbe erkennen.

Im Präparate hat dieses Mineral eine rauhe Fläche und giebt einen schwachen ungleichmässigen Reflex, in der Art, dass das ganze Korn nie zu gleicher Zeit reflektiert, sondern dass dessen Fläche wie von kleinen glänzenden Punkten besetzt aussieht. In Salpetersäure und Chlorwasserstoffsäure löst sich der Troilit unter Gasentwickelung (langsam in verdünnten Lösungen) auf. Er ist nicht magnetisch.

Bei der Behandlung eines Präparates mit konzentrierter Salzsäure hinterliessen einige Troilitkörner als Lösungsrückstand Lamellen eines opaken Minerals (Fig. 1), die sich leicht in Königswasser lösten.



Fig. 1. Vergr. c:a 80.

Die Lamellen sind alle derselben Richtung und zeigen also, dass der Troilit, von dem die Orientierung der Einschlüsse abhängt, nicht regulär ist. Wahrscheinlich ist es, dass wir hier eine regelmässige Verwachsung von Daubréelith mit Troilit haben, in welcher der Daubréelith nach der Basis orientiert ist, denn die hexagonale Krystallform des Troilit ist von Brezina [3]) entdeckt worden, welcher auch Einlagerungen von Daubréelith im Troilit, Lamellen nach der Basis bildend, beschreibt. Mehrere Beispiele dieser Verhältnisse giebt auch Cohen an [1]).

---

1) N. Story-Maskelyne. Mineral Constituents of Meteorites. Phil. Trans. of the Royal Society of London. CLX. 211. 1870.

2) W. Ramsay & L. H. Borgström: l. c. Seite 25.

3) A. Brezina. Über die Meteoreisen von Bolson de Mapimi. Sitzb. d. Wien. Akad. LXXXIII, 473. 1881.

*Daubréelith.* Da der in Säuren und speciell der in Königswasser aber nicht in warmer verdünnter Salzsäure lösliche Teil des Hvittis-Meteoriten, einen für Meteoriten ungewöhnlich hohen Gehalt an Chrom ergab, muss dieser Meteorit ein chromhaltiges Mineral enthalten, das schwer löslich in Salzsäure aber löslich in Königswasser ist. Ein derartiges Meteoritenmineral ist der Daubréelith. Aus der Analyse erhält man $0{,}57\,\%$ $FeS.Cr_2S_3$. Bei mikroskopischer Untersuchung der Präparate von Hvittis findet man ein opakes Mineral, welches einen Reflex giebt, der dem des Troilit ähnlich, nur noch schwächer und von dunkel violetter Farbe ist. Dieses Mineral wurde nicht durch stark verdünnte Salzsäure angegriffen und fällte nicht Kupfer aus konzentriertem Kupferammoniumchlorid, löste sich jedoch in Königswasser. So weit diese Versuche entscheidend sind, ist das in Frage kommende Mineral Daubréelith.

Die Lamellen im Troilit die soeben beschrieben worden sind, stimmen nach ihrem Verhalten den Reagenzien gegenüber mit dem Daubréelith überein. Die Lamellen reflektierten zwar nicht das Licht, aber in Anbetracht ihrer minimalen Dimensionen und des schwachen Glanzes des Hvittis-Daubréelith kann dieses für kein Hinderniss angesehen werden, die Lamellen mit dem einzeln vorkommenden als Daubréelith bestimmten Mineral zusammenzuführen.

Der Daubréelith ist bis jetzt nicht in Steinmeteoriten nachgewiesen worden, obgleich dieses Mineral keineswegs in Meteoreisen ungewöhnlich ist.

*Chromit.* In dem in Säuren unlöslichen Teile des Meteoriten wurde Chrom nachgewiesen. Beim Behandeln des Meteoritenmateriales mit Schwefelsäure und Fluorwasserstoffsäure blieb ein schwarzer Rückstand übrig, der dem Glühen widerstand und dessen Menge ziemlich der in der Analyse gefundenenen $Cr_2O_3$-Menge entsprach (siehe Seite 21). Aus der Analyse geht also das Vorhandensein des Chromit hervor. Bei der Behandlung eines Präparates mit Königswasser blieben einige winzige opake Körner ungelöst. Unter diesen ist der Chromit zu suchen.

Chromit gehört zu den gewöhnlichsten Meteoritenmineralien, obgleich er immer nur in kleinen Mengen vorhanden ist. Es ist von besonderem Interesse, dieses Mineral in solch einem Meteoriten wie der von Hvittis zu finden, in dem das Eisen sonst nicht oder fast gar nicht in oxydierter Form vorkommt.

---

[1]) Cohen. Meteoritenkunde I. Stuttgart 1894. S. 191.

*Graphit.* Auf den Bruchflächen des Hvittis-Meteoriten, die untersucht worden waren, wurden im Ganzen 2 Knollen Graphit entdeckt. Dieses Mineral ist also in sehr geringer Menge vorhanden. Die Knollen haben eine Länge von resp. 2,0 und $1^1/_2$ mm und messen im Durchschnitt etwa 1 mm. Bei einem Versuche sie mit den Messer herauszubrechen zerfielen sie in kleine Blätter. Diese Blätter durchzogen das ganze Korn. Sie hatten Farbe und Glanz des Graphit, färbten ab und waren nach verschiedenen Richtungen gestreift. Sie waren weich und biegsam mit demselben Grad von Elasticität wie der Graphit von Pargas. Auf dem Platinblech erhitzt verbrannte der Graphit von Hvittis einwenig leichter als der krystallisierte Graphit von Pargas, aber nicht so schnell wie faseriger Graphit von Ceylon. Nach dem Schmelzen mit Salpeter auf dem Platinbleche entwickelte die Schmelze mit Salpetersäure Gasblasen ($CO_2$) ebenso wie bei ähnlichen Versuchen mit irdischen Graphiten. Hierbei gab der Rückstand der Graphitprobe eine so kräftige Gasentwickelung, dass er einem Stücke Karbonat in Säure ähnlich aussah.

*Glas.* Als Poren und abgerundete bis längliche spulenförmige Einschlüsse kommt im Enstatite oft eine farblose bis schwach gelbgefärbte Substanz vor, die einen niedrigen Brechungsexponenten hat und einfachbrechend oder schwach doppelbrechend ist. An einer Stelle enthält ein derartiger Einschluss im Enstatite seinerseits eine feste Libelle. Die genannten Interpositionen bestehen folglich aus Glas.

*Gase.* Sowohl im Enstatite wie im Feldspate kommen Einschlüsse stellenweise in grosser Menge vor, die durch eine sehr stark hervortretende Begrenzung gegen das Silikat sich als Gasblasen kennzeichnen. Wie unter der Rubrik „Glas“ schon erwähnt worden ist, wurde eine Gasblase in einem Glaseinschlusse beobachtet.

*Unbestimmtes Mineral.* Drei kleine wasserhelle Körner, die alle neben einander liegen und von allen Seiten von Metall umgeben sind, gehören entschieden einem bisher hier noch nicht genannten Minerale zu. Den Brechungsexponenten dieses Minerales gelang es nicht zu bestimmen. Es war von unregelmässigen Spalten durchzogen. Zwei von den Körnern schienen isotrop, das dritte sehr schwach doppelbrechend zu sein.

*Gefüge.* Der Hvittis-Meteorit besteht, unter dem Mikroskope gesehen, aus einer Grundmasse von krystallisierten Silikaten mit eingemengten unregelmässig begrenzten Sulfiden und Metallen so wie aus einzelnen Chondren.

Einige *Chondren* können in jedem Dünnschliffe von gewöhnlicher Grösse beobachtet werden. Die grössten Chondren messen 3 mm im Diameter; doch ist die Hälfte dieser Grösse die gewöhnliche.

Die Chondren werden aus demselben Gemenge zusammengesetzt wie der übrige Meteorit. Von besonderem Interesse ist der Umstand, dass in den Chondren dieselbe Altersfolge unter den Mineralien herrscht, wie in der Grundmasse. Der Enstatit ist der herrschende Bestandteil und seine Ausbildung bestimmt die Struktur der Chondren.

1) Die meisten Chondren in Hvittis bestehen fast nur aus excentrisch-radialstrahligem Enstatit. Dieses Mineral scheint hier in säulenförmigen Krystallen ausgebildet zu sein und nicht wie in Zavid laut Berwerth [1]) in Tafeln. Das geht daraus hervor, dass kein Schnitt durch derartige Chondren breite Lamellen zeigt, wie Systeme aus Tafeln, die schräg geschnitten sind, sie zeigen würden. Auch giebt es hier keine solche scheinbar „dichte Chondren", die von Berwerth als die Tafel parallel zu ihren Breitfläche durchschneidende Schnitte gedeutet werden. Chondren aus excentrisch-strahligem Enstatit wechseln ein wenig in Betreff der Dimensionen der Strahlen. Die mit den feinsten Enstatitnadeln sind sehr oft von zahlreichen undurchsichtigen Interpositionen getrübt. In den Zwischenräumen und Hohlräumen der Chondren findet man alle Mineralien des Meteoriten.

2) Eine andere Art Chondren besteht aus unregelmässig zusammengehäuften, kurz prismatischen Enstatitkörnern, die einer Krystallbegrenzung entbehren. Diese Ausbildungsform gleicht sehr Fig. 18 in der Beschreibung von Bjurböle. Die Zwischenräume zwischen den Krystallen werden von Feldspath, Oldhamit und dunklen Mineralien ausgefüllt (Fig. 2, Taf. IV).

3) Chondren, deren „Strahlen" gleichsam wie aus einem Gewebe von Enstatitkrystallen bestehen, treten in geringerer Menge auf. Sie bilden einen Übergang von der erst beschriebenen zu der zweiten Art der Chondren. Die Enstatite sind kurz prismatisch

---

[1]) F. Berwerth. Der Meteorstein von Zavid. Wiss. Mitth. aus Bosnien u. Herzogovina VIII Bd. 1901.

ausgebildet, doch nicht wie in den Chondren der zweiten Art, ganz unregelmässig verteilt, sondern aneinander gereiht mit grossem Hange zu excentrisch-strahliger Ausbildung, so dass die einzelnen Enstatitkrystalle ungefähr dieselbe Richtung wie die Strahlen bekommen. (Taf. V Fig. 1).

4) Die Lamellen aus Enstatit, welche parallel sind, bilden zum grössten Teil die Chondren. Untergeordnete Mengen der anderen Mineralien kommen in den Zwischenräumen vor.

5) Chondren aus Enstatit und Oldhamit. In einigen Chondren ist Oldhamit so reichlich vorhanden, dass dieses Mineral wohl die Hälfte der Masse ausmacht. Jedenfalls wird das Gefüge dieser Chondren von dem excentrisch-strahligen Enstatite bestimmt.

6) Enstatit und Nickeleisen bilden eine Art von Chondren, welche aus etwa gleichen Mengen dieser Mineralien bestehen und die auch ein excentrisch-strahliges Gefüge haben.

7) Von besonderem Interesse sind die radialstrahligen Aggregate, die der Enstatit manchmal bildet, wenn er sich auf der Grenze gegen Oligoklas befindet. Diese Gebilde sehen wie gewöhnliche Mineralausscheidungen aus, aber haben die excentrisch-strahlige Struktur mit den Chondern gemeinsam. Es finden sich auch Übergänge von dieser sonderbaren Krystallisationsweise zu einer anderen dadurch charakterisierten Struktur, dass in einer Grundmasse von Feldspath strahlenförmig orientierte, säulenförmige Enstatite liegen. (Taf. III Fig. 1).

Die Chondren sind immer mit der Grundmasse fest verwachsen und es ist oft unmöglich den Punkt, wo die Chondren aufhören und die Grundmasse beginnt, zu bestimmen. An vielen Stellen sieht man, dass Enstatitkörner aus einem Chonder in die Grundmasse hineingewachsen sind in derselben Form wie der übrige Enstatit der Grundmasse. Eine Folge dieser festen Zusammenfügung ist das Verhalten der Chondren auf der Bruchfläche des Meteoriten (siehe Seite 27).

Die Grundmasse, deren Gemengteile schon aufgerechnet und beschrieben worden sind, übertrifft vielfach die Chondren an Ausdehnung. Beim ersten Blick gleicht das Gefüge des Meteoriten dem eines gleichmässig körnigen Gesteines, denn die selten vorkommenden Chondren wirken wenig auf den Totaleindruck ein. Eine nähere Untersuchung der Art, in der die verschiedenen Mineralien das Meteorit aufbauen, zeigt deutlich, dass eine Altersfolge unter den Mineralien vorhanden ist. Der Enstatit ist am ältesten, er zeigt

idiomorfe Begrenzung gegen alle übrigen Mineralien. Er enthält wohl Einschlüsse von metallischen Partikeln, doch sieht man anderseits, dass überall wo der Enstatit und das Nickeleisen an einander grenzen, die Grenze immer durch das erstere Mineral bestimmt wird.

Der Feldspath sowie der Oldhamit zeigen überhaupt keine anderen regelmässigen Grenzen als diejenigen, die von der Form des Enstatit abhängen. Dass die metallisch glänzenden Mineralien sogar jünger als der Feldspath und der Oldhamit sind, erkennt man an ihren eckigen, zungenförmigen Grenzen gegen diese beiden Mineralien; das Metall schiebt sich zwischen die Körner der letzteren hinein und umschliesst oft zur Hälfte abgerundete Körner von Oldhamit. Da die Enstatitkrystalle allein 60 % von der Masse des Meteoriten ausmachen, so haben sie sich gegenseitig am Wachsen gestört und gehindert und natürlich noch mehr die Neigung der später ausgeschiedenen Mineralien eine eigene Krystallform anzunehmen unterdrückt.

Die Struktur des Hvittis-Meteoriten kann folglich mit Ausnahme der Chondren vollständig mit der Struktur der irdischen Gesteine, die man sich als durch krystallinisches Erstarren eines geschmolzenen Magmas entstanden denkt, verglichen werden.

# Der Meteorit von Marjalahti.

## Der Fall des Meteoriten.

Der Fall eines Meteoriten fand am 1. Juni 1902 bei Marjalahti statt. Marjalahti ist eine Bucht des Ladoga-Sees und liegt im Kirchspiele Jaakkima, Viborgs Län, Finnland; 5° 15′ östlich von Helsingfors und auf 61° 32′ nördlicher Breite.

Das Phänomen wurde an vielen Orten im südöstlichen Finnland wahrgenommen, und die Zeitungen der Gegend enthalten zahlreiche Berichte darüber. Derartige Zeitungsnotizen bringen weder detallierte noch besonders exakte Angaben, aber da sie unabhängig von einander geschrieben worden sind, kann man dadurch, dass man sie mit einander vergleicht und die mit einander übereinstimmenden Angaben aussucht, durch sie den Verlauf der Erscheinung ausfindig machen.

### Mitteilungen über den Fall.

*1. Ylä-Uuksu.* Ein Meteor wurde in Ylä-Uuksu am 1. Juni um $10{,}_{20}$ Uhr Nachmittags gesehen. Er zog von SO nach NW, eine lange sich krümmende Spur hinterlassend. Nachdem er verschwunden war, hörte man ein gewitterähnliches Donnern. *Laatokka* $^{7}/_{6}$ 1902.

*2. Pitkäranta.* Ein Naturphänomen wurde in Pitkäranta gegen $10{,}_{30}$ Uhr Abends am 1. Juni beobachtet. Es war eine Feuerkugel so gross wie ein Menschenkopf, die sich mit schwindelnder Schnelle zwischen den Wolken von NW nach SW bewegte; sie erlosch zeitweise für einen Augenblick und senkte sich dann zum Ladoga hinab. Kurz vor dem Verschwinden teilte sie sich in zwei Teile, wobei ein gewitterähnliches, so starkes Getöse gehört wurde, dass die Fenster an manchen Orten klirrten und es schien, als ob der Boden gezittert hätte.

An der Stelle des Himmels, wo der Meteor vorüber gezogen war, sah man noch viel später helle, wie mit einer Feder kreuz und quer gezogene Lichtstreifen.

Dasselbe Phänomen beobachteten auch einige Fischer, die auf einer Insel im selben Kirchspiele sich befanden. Auch sie hörten den starken Knall, und es schien ihnen als ob die ganze Insel unter ihnen gebebt hätte. *Laatokka.* $^{11}/_{6}$ 1902.

*3. Ilomants.* Ein Meteor wurde in Ilomants um 10,10 Uhr Abends am 1:sten dieses Monats wahrgenommen. Die Richtung desselben ging von Osten nach Westen. Die Kugel war erst von der Grösse eines Kopfes, nahm jedoch allmählich ab und hatte schliesslich nur die Grösse eines gewöhnlichen Sternes. Sie sprühte die ganze Zeit Funken. Die Kugel schien sich in der Atmosphäre der Erde zu befinden und hinterliess einen noch 15 Minuten andauernden hellen Schein, der schliesslich eine Zickzacklinie bildend verschwand. *Pohjois Karjala.* $^{5}/_{6}$ 1902.

*4. Värtsilä.* Ein selten schöner Meteor wurde in Värtsilä 10,12 Uhr Nachmittags gesehen. Als eine Schar von Dorfjugend am Abend heimkehrte und sich eben auf einem Hügel befand, zeigte sich ihnen plötzlich am nördlichen Himmel eine grosse, leuchtende Feuerkugel, die ungefähr 26 Sekunden sichtbar war und sich dann bogenförmig gegen SW senkte, indem sich von ihr glühende Funken absonderten, sodass von der grossen Kugel schliesslich nur eine leuchtende Spur, die noch eine Stunde später sichtbar war, nachblieb. *Karjalatar.* $^{5}/_{6}$ 1902.

*5. Kaurila.* Aus Kaurila an der karelischen Bahn wird uns geschrieben: „Ungefähr um 10,10 Uhr Sonntag Abend wurde am Himmel ein Naturphänomen, eine Feuerkugel, die sich von Osten nach Westen senkte, wahrgenommen. Die Kugel hatte einen klaren Schein, aber beim Verschwinden, welches ohne Knall vorsichging, eine blaue und violette Farbe. Sie war ungefähr 2 Minuten sichtbar. 27 Minuten später erschien eine zweite aber kleinere Kugel, die nur etwa 4 Sek. sichtbar blieb. *Viborgs Nyheter.* $^{3}/_{6}$ 1902.

*6. Tikkala bei Onkamo.* Ein schönes Naturphänomen zeigte sich um $^{1}/_{2}$ 10 Uhr abends in Tikkala bei Onkamo. Von Nord nach Süd schoss mit Pfeilesschnelle eine Feuerkugel dahin, von der Grösse eines Kopfes, einen langen leuchtenden Streifen hinterlassend, der vielleicht $^{1}/_{4}$ Stunde sichtbar blieb. *Karjalatar.* $^{3}/_{6}$ 1902.

*7. Joensuu.* In der Umgegend der Stadt Joensuu beobachtete man um 10,5 Uhr abends eine blendende, klar leuchtende Feuerkugel die Anfangs hell, gross und schön war, aber später eilte ein kleiner Teil der Kugel voraus und der grössere ihm nach. Ein Stück weiter nach Süden schienen die Teile sich wieder zu vereinigen, indem sie zu gleicher Zeit verschwanden. Der Schein dauerte nur etwa 5 Sek. Doch sah man an der Stelle des Himmels, von wo aus das Meteor erschienen war, noch 15 Minuten später einen leuchtenden, schlängelnden Streifen, und es schien als ob die Wolken in Brand geraten wären. *Karjalatar.* $^{3}/_{6}$ 1902.

*8. Joensuu.* Ein ungewöhnliches Phänomen bemerkte man in Joensuu, um ungefähr 10 Uhr abends am vorigen Sonntag. Am östlichen Himmel zeigte sich ein langgezogener klarer Schein. Dieser Schein entstand wahrscheinlich in den Spuren des ganz zur selben Zeit bemerkten Me-

teors, der unter intensivem Lichtschein in SW verschwand. *Pohjois Karjala.* $^{3}/_{6}$ 1902.

*9. Oravi.* Das Naturphänomen zeigte sich auch in Oravi. Um 10 Uhr am letzten Sonntag sah man am Himmel einen klaren kugelförmigen Schein, der 15 Minuten anhielt. Der Schein entstand am Zenith und zog nach Osten. Er hinterliess eine intensiv glänzende Spur, welche die Form des grossen A annahm. Dann entstand nebenan ein anderer Buchstabe, der das Aussehen vom kleinen a hatte. Die leuchtende Spur krümmte sich und „wedelte mit dem Schweif". *Viipurin Sanomat.* $^{7}/_{6}$ 1902.

*10. Leppävirta.* Das Phänomen hat sich auch vorigen Sonntag in Leppävirta gezeigt. Es war im Osten sichtbar von der Grösse einer Faust und hinterliess eine leuchtende Spur, die anfangs geradlinig war, sich jedoch später krümmte. Dieses dauerte 23 Minuten. *Uusi Savo.* $^{7}/_{6}$ 1902.

*11. Suonnejoki.* Man bemerkte das Phänomen auch in Suonnejoki, um 10,5 Uhr Nachmittags den 1:sten am östlichen Himmel. Es zog langsam nach Osten, sich bogenförmig senkend und einen armdicken Streifen hinterlassend. Dieser war zuerst geradlinig, fing dann an sich zusammenzurollen, teilte sich in zwei Teile, von denen der untere einen rauchfarbenen Ring bildete und sich schliesslich verteilte. *Uusi Savo.* $^{7}/_{6}$ 1902.

*12. Sumiainen.* Auch in Sumiainen war ein Meteor sichtbar. Die Richtung in der er zog war von Osten nach Westen. Er hinterliess eine leuchtende Spur, die noch eine Weile sichtbar blieb. *Suomalainen.* $^{13}/_{6}$ 1902.

*13. Saarijärvi.* Leuchtende Meteore zeigten sich um 10 Uhr Abends am 1:sten in der Gegend der Ackerbauschule. Die Richtung war von W nach O. Der Meteor hinterliess ein leuchtendes Band, das lange sichtbar blieb. *Suomalainen.* $^{6}/_{6}$ 1902.

*14. Johannesdal.* Ein Naturphänomen. Ungefähr um 9 Uhr abends am vorigen Sonntag bemerkten bei Johannesdal, südlich von Vasa, mehrere Personen zwei Feuerkugeln, die durch ein schmales leuchtendes Band verbunden waren, über die Gegend von Nordwest nach Südost dahin ziehen und allmählig am Horizonte verschwinden. *Vasabladet.* $^{3}/_{6}$ 1902.

*15. S:t Michel.* Ein Meteor zeigte sich gestern Abend am östlichen Himmel in S:t Michel. Am leicht bewölkten Himmel erschien plötzlich um zehn Uhr eine Kugel, die scheinbar die Grösse eines Kinderkopfes hatte. Sie bewegte sich schnell von S nach N, sich in einem 45 gradigen Winkel senkend. Sie hinterliess eine leuchtende Spur, die ungefähr während zehn Minuten ihre Form in verschiedenster Art zu verändern schien. *Mikkeli.* $^{2}/_{6}$ 1902.

*16. Suomenniemi.* Einen leuchtenden Meteor bemerkte man um 10 Ur Abends am 1:sten in Suomenniemi. Er eilte über das Kirchendorf von SO nach NW hin. *Itä Suomen Sanomat.* $^{5}/_{6}$ 1902.

*17. Nuijamaa.* Ein Meteor war hier überall in Nuijamaa, um $^{1}/_{2}$ 10 Uhr Sonntag Abend, im Osten sichtbar. Zuerst bemerkte man zwei Feuerkugeln, die lange Feuerstreifen hinterliessen, von S nach N eilen.

Die Streifen waren noch 20 Minuten später sichtbar. *Viipurin Sanomat.* $^{7}/_{6}$ 1902.

*18. Askola.* Ein Meteor war in Askola etwas nach 10 Uhr abends, Sonntag den 1:sten sichtbar. Am östlichen Himmel zog er, einen leuchtenden Streifen hinterlassend, nach Norden hin. *Uusimaa* $^{11}/_{6}$ 1902.

*19. Kotka.* Das Phänomen wurde auch in Kotka, etwa um $^{1}/_{2}$ 10 Uhr abends beobachtet. Plötzlich nahm man am nordöstlichen Himmel einen stark aufflammenden Schein wahr. Dieser verschwand fast unmittelbar, einen langen leuchtenden Streifen hinterlassend, der auch nach einigen Sekunden verschwunden war. *Viborgs Nyheter,* $^{4}/_{6}$ 1902.

*20. Summanjoki.* Ein grosser, prächtiger Meteor wurde an der Summanjokimündung beobachtet. Er zog langsam nach NO zu und erlosch ohne zu bersten, eine 1 Minute dauernde Spur hinterlassend. *Koitar.* $^{2}/_{6}$ 1902.

*21. Virojoki.* Die Naturbegebenheit, die am letzten Sonntag an vielen Stellen bemerkt worden ist, wurde auch am Virojoki und Koskelanjoki um dieselbe Zeit, etwa $^{1}/_{2}$ 10 Uhr abends beobachtet. Von Virojoki aus zeigte sich eine prächtig leuchtende, kopfgrosse Kugel, die senkrecht abwärts fiel, dann ihre Bahn änderte und sich langsam weit unten im Südost und Osten bewegte und schliesslich eine glänzende gelblichweisse Spur hinterliess. *Säkkijärven Sanomat.* $^{7}/_{6}$ 1902.

*22. Koskelanjoki.* In Koskelanjoki war die Erscheinung der in Virojoki ähnlich. Doch war die Richtung des Meteors bogenförmiger, und der Meteor zog sehr niedrig über das Dorf hinweg, so dass man fast sagen kann, über welche Häuser hin. Plötzlich fing das Lichtphänomen an, sich zu zerteilen, die Umgebung erleuchtend und eine Lichtwolke hinterlassend, die allmählich verdunstete. Dieses grossartige Schauspiel währte ungefähr $^{1}/_{4}$ Stunde. *Säkkijärven Sanomat.* $^{7}/_{6}$ 1902.

*23. Säkkijärvi Kirchendorf.* Dieselbe Naturerscheinung, die um 10 Uhr abends, den 1:sten dieses an vielen Orten des Landes sichtbar war, zeigte sich auch im Kirchendorfe Säkkijärvi. Der Meteor bewegte sich als eine grosse Feuerkugel, die von einer kleinen gefolgt wurde, scheinbar erlöschend und sich zwischen dem Kirchendorf und Vilajoki herabsenkend. Als der Meteor die höheren Luftschichten passierte, hinterliess er einen sich krümmenden Streifen am Himmel, der $^{3}/_{4}$ Stunden sichtbar blieb. — *Säkkijärven Sanomat.* $^{7}/_{6}$ 1902.

*24. Kronoborg.* Ein prachtvolles Naturphänomen zeigte sich hier, schreibt man uns aus Kronoborg, um ungefähr 10 Uhr abends den 1:sten Juni. Es hatte die Form einer glühenden Kugel, gefolgt von einem schmalen aber langen Feuerstreifen. Die Feuerkugel, deren scheinbarer Diameter ungefähr die Hälfte des Monddurchmessers erreichte, bewegte sich in beinahe horizontaler Richtung von Süden nach Norden an dem bei der Gelegenheit wolkenfreien Teil des östlichen Himmels und auf einer Höhe von ungefähr 25° über dem Horizonte. Darauf schien sie zu zersplittern oder zu explodieren und einige Minuten später vernahm man von Nordosten her ein gewitterähnliches Donnern. Noch ziemlich lange nach der Explosion zeigte sich an der von der Feuerkugel passierten Stelle eine weisse, langausgezogene rauch- oder wolkenähnliche Masse, die ein Rest

von dem der Feuerkugel folgenden Feuerstreifen zu sein schien. Die Kugel verbreitete einen intensiven, an elektrisches Licht erinnernden Schein. *Viborgs Nyheter.* $^4/_6$ 1902.

*25. Juustila.* In Juustila sah man das Nämliche wie in Wiborg laut Viipuri. Auch hier sah man den Meteor langsam nach Norden hin ziehen. *Viipuri.* $^4/_6$ 1902.

*26. Wiborg.* Ein merkwürdiges Naturphänomen zeigte sich in unserer Stadt am Sonntag Abend ungefähr 10 Uhr. Von Osten nach Norden zog eine leuchtende Kugel, die eine Rauchwolke hinterliess. Aus dieser bildete sich zuerst eine gerade Linie, die sich jedoch bald wie eine Schlange krümmte und sich schliesslich in Wolken zerteilte. Nach Schätzung dauerte das Phänomen in Allem ungefähr $^1/_2$ Stunde. Die nachgebliebene Lichtwolke bildete verschiedene Figuren, so zum Beispiel den Buchstaben C und die Ziffer 2. *Viipuri.* $^4/_6$ 1902.

*Wiborg.* Ein interessantes und eigentümliches Phänomen beobachtete man gestern Abend in der Umgegend von Wiborg. Am Himmel zeigte sich nämlich eine Feuerkugel, die sich in der Richtung von Süd nach Nordost fortbewegte. Sie zerfiel späterhin in Sterne, die sich nachher in einen langen leuchtenden Schweif verwandelten. Das Ganze bewegte sich mit grosser Geschwindigkeit; zugleich vernahm man einen knatternden Laut. *Viborgs Nyheter.* $^2/_6$ 1902.

*27. Rapattila gård.* Dasselbe Naturphänomen, das in der gestrigen Zeitung besprochen wurde, ist an vielen Orten in verschiedenen Teilen Ost-Finnlands wahrgenommen worden. Ein Berichterstatter, der das Phänomen auf dem Gute Rapattila beobachtete, schätzt den Durchschnitt der Feuerkugel auf ungefähr 2 m. Die Kugel leuchtete mit hochrotem Schein und zerfiel in drei kleinere Kugeln, gefolgt von einem langen, leuchtenden Scheine. Dieser Schein oder (wenn man will) Schweif leuchtete erst in gerader Linie und formte sich darauf in ein Zickzack, bis er vollständig verschwand. Kein Knall war vernehmbar. Das Phänomen, das gerade um 10 Uhr beobachtet wurde, währte eine gute halbe Stunde. *Viborgs Nyheter.* $^3/_6$ 1902.

*28. Hiitola.* Ein prachtvoller Meteor zeigte sich in Hiitola um 10,5 Uhr nachmittags den 1:sten. Er bewegte sich von S nach N. *Hufvudstadsbladet.* $^4/_6$ 1902.

*29. Kronoborg.* Ein merkwürdiges Phänomen oder ein Meteor zeigte sich in Kronoborg um 10 Uhr nachmittags von Süden nach Norden am Kirchenturme vorüberziehend. Es hatte die Form einer Kugel von der Grösse eines Menschenkopfes und leuchtete wie Feuer. Es hinterliess einen leuchtenden Streifen, der ungefähr 15 Minuten sichtbar war. Einige Minuten nachdem die Kugel an der Kirche vorbei passiert war, vernahm man von der Seite her, nach welcher die Kugel gezogen war, ein donnerähnliches Geräusch. *Viipurin Sanomat.* $^7/_6$ 1902.

*30. Jaakkima, Sorolansaari.* Aus Jaakkima, Sorolansaari schreibt man uns in Bezug auf den Meteor: Etwas vor 10 Uhr abends am 1:sten Juni sassen wir auf einer Schaukel. Plötzlich sahen wir ganz in unserer Nähe einen Mond, der erst unbeweglich war, aber gleich nachdem wir

ihn beobachtet hatten, flog ein Teil von ihm gegen NO und hinterliess einen, erst klar leuchtenden, doch später blutroten Schein. Dieser dauerte ungefähr 3 Minuten, während welcher Zeit wir mit Entsetzen das uns immer näherkommende Licht und den nach oben aufsteigenden, blutroten Schein anschauten. Darauf vernahm man plötzlich einen Knall, wie von einem entfernten Sprengschusse und gleich darnach ein Zischen, als ob ein glühendes Eisen in's Wasser getaucht würde. Dieser Lärm dauerte 2 oder 3 Minuten. Nach Allem zu urteilen, glauben wir, dass der Meteor auf $1^1/_2$ Meilen Entfernung von uns niederfiel und — —. Der Meteor zog wohl nahe an uns vorüber, denn Leute, die sich im Hause aufhielten, vernahmen einen Lärm, und es kam ihnen vor, als ob die Wände gezittert hätten wie bei einem sehr kräftigen Windstosse. *Viipuri.* $^7/_6$ 1902.

*31. Jaakkima, Dorf Mikli.* Der Meteor fiel in Jaakkima. Hierüber wird uns aus Jaakkima, aus dem Dorfe Mikli, geschrieben: „Zuerst eröffnete sich eine buchtige Öffnung an dem wolkenlosen Himmel, ganz als ob der Himmel von Süden nach Norden zerborsten wäre. Einige Augenblicke später wurde ein unheimlicher Knall vernommen, so dass die Fensterscheiben klirrten. Diesem folgte ein schwächerer Lärm und endlich ein Rasseln, wie von einem in einiger Entfernung vorüberfahrenden Eisenbahnzuge. Eine geringere Menge eines festen Stoffes, die man auf eine Felsenkuppe fallen sah, wurde von dort aufgelesen. Zur selben Zeit fiel etwas in die Bucht von Marjalahti. *Viipuri.* $^{11}/_6$ 1902.

Sofort als durch die Zeitungsnotizen die Nachricht dass ein Meteorstein bei Marjalahti gefallen war, nach Helsingfors gekommen war, reiste Dr. H. Berghell im Auftrage der Geologischen Kommission nach dem Fallorte ab. Als er daselbst ankam, war schon ein Teil des Meteoriten in die Hände eines Kaufmannes geraten, der in dem Glauben, dass das Meteoreisen Platin wäre und in der Absicht damit ein gutes Geschäft zu machen, den nach seiner Ansicht werthlosen Olivin aus dem Metall herausgekratzt hatte. Durch das energische Eingreifen von Dr. Berghell wurde jedoch das seltene Naturprodukt der Wissenschaft gerettet und den Sammlungen der Geologischen Kommission einverleibt.

Dr. Berghell erzählt von seinen Beobachtungen am Fallorte Folgendes. „Bei der Untersuchung am Fallorte fand ich, dass der Meteorit auf eine, von einer etwa 10 cm mächtigen Erdschicht bedeckte, gegen SO schwach geneigte Felsenfläche niedergefallen war. Von der Erdschicht war eine Fläche von c:a 50 cm Durchmesser mit ziemlich rundem Umriss aufgerissen worden. Die Ränder der Erdschicht waren schwarz gebrannt. In einem unterhalb des Felsens befindlichen Acker war auf 10 m Entfernung vom Fallorte eine flache Furche von c:a einem Meter Länge, in der Richtung NW—SO, und

10 m noch weiter nach SO von hier wiederum eine zweite flache Furche aufgerissen worden, ohne dass die dazwischen liegende Roggensaat irgendwie versengt worden wäre. Die Stelle in der Marjalahti-Bucht, wo das grösste Stück liegen geblieben war, ist c:a 30 m von der letztgenannten Furche entfernt. — Stücke des Meteors sind in einem Umkreise von c:a 50 m Diameter um den Fallort herum aufgehoben worden. Am wenigsten waren sie jedoch nach NO hin verbreitet".

In einem nahe gelegenen Bauernhofe traf Dr. Berghell einen Zeugen des Falles, den Bauer J. Koppinen. Dieser erzählte von dem was er gesehen hatte: Kurz nach 10 Uhr abends war das Zimmer, in dem er sich befand, von einem starken blendenden Scheine erleuchtet worden und zufällig gerade nach Südosten gekehrt sah er den Meteor in einem scharfen Bogen über das Gebäude hinwegziehen. Doch vernahm er vordem einen starken Lärm, der die Häuser erzittern machte. Er sah dann wie der Meteor auf die Erde fiel, wobei sich ein intensiver Funkenregen nach allen Seiten hin verbreitet haben soll. Koppinen giebt weiter an, dass unmittelbar nach dem Herabfallen ein starker Nebel, der nur ungefähr eine Minute angedauert hätte, aus der Marjalahti-Bucht emporgestiegen wäre. — Das Haus, wo Koppinen sich befand, ist einige Hundert Meter von der Bucht und nach Schätzungen 20 m über der See gelegen, nordwestlich von der Fallstätte.

Ein Bauer im Kirchendorfe Jaakkima erzählte dem Herrn Berghell, dass er das Meteor, welches sich in einem Bogen von NW nach SO bewegte, um 10 Uhr 5 Min. abends wahrgenommen habe. Er erschien ihm als ein „weisslicher Mond", gefolgt von einem spiralförmig gedrehten Schweife. Nachdem der Mond unter dem Horizonte verschwunden war, blieb der Schweif noch c:a 3 Minuten sichtbar und ging dann allmählich an Lichtstärke abnehmend in Rauch auf. Derselbe Bauer behauptete zweimal einen Knall gehört zu haben; den ersten ungefähr 3 Minuten nach „Verschwinden des Mondes", den zweiten c:a $^1/_2$ Minute später.

## Beschreibung des Phänomens.

Während seines Durchganges durch die Atmosphäre sah der Meteorit wie eine Feuerkugel aus. Diese leuchtete mit weissem Lichte bedeutend stärker als ein Stern und hinterliess auf ihrer

Bahn ein leuchtendes Band, das sich allmählich ausbreitete, phantastische, wolkenähnliche Formen annahm und schliesslich durchsichtiger wurde und verschwand.

Die Zeit betreffend, zu welcher der Meteor sich zeigte, giebt es zahlreiche Angaben, von denen jedoch die meisten die Zeit nur annähernd, wie „10 Uhr" oder „ungefähr um 10 Uhr", angeben. Die Angaben von den Eisenbahnstationen verdienen grössere Aufmerksamkeit als die anderen. So wird die Zeit aus Wärtsilä (N:o 4) zu 10 Uhr 12 Minuten, aus Kaurila (N:o 5) zu 10 Uhr 10 Minuten, aus Hiitola (N:o 28) zu 10 Uhr 5 Minuten und aus Joensuu (N:o 7) zu 10 Uhr 5 Minuten nachmittags angegeben.

Die Feuerkugel bewegte sich schnell durch die Atmosphäre, nach N:o 4 in 26 Sekunden. Die Farbe der leuchtenden „Feuerwolke", die nach dem Verschwinden der Feuerkugel nachblieb, wird bald als weiss (N:o 24), und bald als gelbweiss beschrieben (N:o 21). Dieser Schein konnte noch c:a 30 Minuten nach dem Falle des Meteors wahrgenommen werden.

Nach der Art, in welcher die leuchtenden Wolken aus dem Streifen, der erst in den Spuren des Meteors entstanden war, herauswuchsen, scheint es, als ob derjenige Stoff, welcher der Verursacher des Scheines war, von der Feuerkugel (vom Meteoriten) herstammte und nicht in der Art entstand, dass irgend welche Stoffmengen, die dem Meteoriten durch den Weltraum etwa gefolgt wären, nach demselben in die Atmosphäre hineingeströmt wären [1]).

Der Schein kann reflektiertes Sonnenlicht gewesen sein, denn die Sonne, die den 1:sten Juni um 10 Uhr abends ungefähr 3,5° unter dem Marjalahti-Horizonte stand, war wohl im Stande Gegenstände, die sich nur auf 15 km Höhe über der Erdoberfläche befanden, zu beleuchten, während die „Feuerwolken" sich laut Berechnungen nach Angaben in N:o 10 und 11, wenigstens 40 km über Marjalahti befanden.

Der Meteorfall war von einem Schallphänomen begleitet, das in N:o 1, 2, 31, 30, 24, 29 vernommen wurde, also bis auf 5 Meilen Entfernung vom Fallorte. Auch in einer Notiz aus Wiborg wird angegeben, dass ein Knall dort vernommen wurde, doch widersprechen diese vereinzelte Angabe andere aus derselben Stadt und die in N:o 25 und N:o 27. Der Knall war am stärksten

---

[1]) Vergleiche A. E. Nordenskiöld. Geol. För. i Stockholm Förh. IV. 1879. S. 153.

in Jaakkima in der Nähe des Fallortes und in Pitkäranta (N:o 2); hier wurde er von Leuten die sich im Hause aufhielten, vernommen, und wird mit einem Erdstosse, der die Fenster klirren und den Boden erzittern machte, verglichen. Der Berichterstatter aus Pitkäranta beschreibt „den Erdstoss" mit noch kräftigeren Worten als die Notizen aus Jaakkima es thun. Laut J. Koppinen hörte man den Laut am Fallorte, bevor der Meteor fiel. Auf 15 km Entfernung vom Fallorte wurde der Knall 3 Minuten nach dem Sichtbarwerden des Meteors vernommen und nach N:o 24 und 29 erreichte der Knall Kronoborg (40 km von Marjalahti) einige Minuten nachdem die Feuerkugel verschwunden war.

Als der Meteorit sich dem Boden näherte, sah er aus wie ein glühender Körper von der Grösse einer Heudieme (1—1,5 m im Durchschnitt). Er stürzte herab auf eine von einer dünnen Erdschicht bedeckte schräge Felsenfläche und prallte von dort in drei verschieden langen Sprüngen bis zu der Stelle des Bodens der Marjalahti Bucht herab, wo das grösste Stück liegen blieb, c:a 50 m von dem Punkte entfernt, wo der Meteorit zuerst den Boden berührt hatte.

Als der Meteorit gegen den Felsen prallte, enstand ein Funkenregen und Stücke von ihm wurden nach allen Seiten hin geschleudert. Dafür, dass der Meteorit beim Fallen in's Wasser wenigstens an der Oberfläche heiss war, spricht die Tatsache dass Dampf an der Stelle der Bucht, wo der Meteorstein lag, aufstieg.

## Die Bahn des Meteoriten durch die Atmosphäre.

Eine grosse Anzahl von Beobachtern haben die Richtung, in welcher der Meteor sich ihnen zu bewegen schien, angegeben. So sind die scheinbaren Bewegungsrichtungen des Marjalahti-Meteors von verschiedenen Orten aus gesehen die folgenden: [1])

| N:o. | | |
|---|---|---|
| 1. | Ylä-Uuksu | SO—NW. |
| 2. | Pitkäranta | NW—SW. |
| 3. | Ilomants | O—W. |
| 5. | Kaurila | O—W. |

[1]) Vergleiche die Karte auf Tafel VIII.

| N:o. | | |
|---|---|---|
| 6. | Tikkala (Onkamo) | N—S. |
| 7. | Joensuu | —S. |
| 8. | „ | O—SW. |
| 9. | Oravi | Zenith—O. |
| 11. | Suonnejoki | O—O. |
| 12. | Sumiais | O—W. |
| 13. | Saarijärvi | W—O. |
| 15. | S:t Michel | S—N. |
| 16. | Suomenniemi | SO—NW. |
| 17. | Nuijamaa | S—N. |
| 18. | Askola | O—NO. |
| 20. | Summanjoki | —NO. |
| 21. | Virojoki | SO—O. |
| 24. | Kronoborg | S—N. |
| 25. | Juustila | —N. |
| 26. | Wiborg | O—N. |
| | „ | S—N. |
| 28. | Hiitola | S—N. |
| 29. | Kronoborg | S—N. |

Nach Mitteilungen aus Oravi ging die scheinbare Bahn des Meteors durch den Zenith. Von allen Orten östlich von der Linie zwischen dem Fallorte und Oravi wird angegeben, dass der Meteor sich von Osten nach Westen oder von Norden nach Süden bewegte, während in den Berichten aus allen westlich von dieser Linie gelegenen Orten gesagt wird, dass der Meteor sich von Süden nach Norden bewegt hätte. Hieraus können wir schliessen, dass der Meteor sich in einer Ebene bewegte, welche die Senkrechten in Marjalahti und Oravi durchschneidet und dass der Meteor von Süden oder Osten her kam. Der Meteor ist also wahrscheinlich aus der Richtung S 60°O hergekommen.

Durch diese Bewegungsrichtung findet auch der Bericht aus Sorolansaari (N:o 30), der sonst merkwürdig erscheint, leicht seine Erklärung. Die Beobachter sahen hier den Meteor zuerst am Himmel stille stehen und an Grösse zunehmen, worauf ein kleinerer Teil desselben nach NO hin eilte. Das bedeutet, dass der Meteor, welcher die Richtung gegen das nur c:a 10 km entfernte Marjalahti hatte, im Anfange, als er noch sehr weit entfernt war, sich scheinbar gerade gegen Sorolansaari hin bewegte. Gerade hinter demselben entstand die

leuchtende Wolke, welche den Beobachtern auf Sorolansaari mit der Feuerkugel zu einem einzigen grossen „Monde" zusammenzuschmelzen schien. So lange der Meteorit sehr entfernt war, wurde er in der selben Richtung gesehen wie die Wolke, als er jedoch näher kam, wuchs seine Winkelgeschwindigkeit den Beobachtern von Sorolansaari gegenüber, die anfangs ganz klein gewesen war, sehr schnell. Den Beobachtern erschien es dadurch, als ob der Meteorit abgelenkt wäre von seiner früheren Richtung, welche fortan von der Feuerwolke angegeben wurde.

Wenn folglich die Einfallsebene der Meteoritenbahn auch befriedigend bestimmt ist, fällt es doch schwer eine Vorstellung von ihrer Neigung gegen die Verticallinie zu gewinnen. So viel ist klar, dass die Abweichung von der Lotlinie so gross war, dass die meisten Beobachter für die Richtung des Meteors einen Horizontalkomponenten angeben konnten. Weiter zeigen die Angaben in N:o 4 und N:o 11, wo gesagt wird, dass die Bahn bogenförmig war, und in N:o 15, wo die scheinbare Neigung laut Aussage 45° war, dass die Bahn des Meteors anfangs recht geneigt war, wahrscheinlich mehr als 15°—20° nach SO von der Lotlinie.

## Die Richtung des Meteoriten, als er den Boden erreichte.

Aus den Berichten von D:r Berghell über den Fallort geht hervor, dass der Meteorit den Boden mit grosser Geschwindigket entweder senkrecht oder auch schräg von NW her erreichte. Koppinens Erzählung könnte darauf hindeuten, dass das Letztere der Fall gewesen zei. Es ist jedoch bekannt, wie gründlich man sich in der Beobachtung der Bewegungsrichtung eines fallenden Meteors irren kann, woher denn auch seinem Berichte keine entscheidende Bedeutung zugeschrieben werden kann, um so weniger, da der Meteorit laut seinem Berichte sich über das Haus, in dem er sich befand, also über ihn selbst hinweg bewegt hat, wodurch es ihm noch schwieriger wurde, sich eine richtige Auffassung von der Sache zu bilden.

## Die Grösse und Form des Meteoriten. Die Rinde desselben.

Durch den Anprall gegen den Felsen wurde der Meteorit, der vorher aus nur einem Stück bestanden hatte, zersplittert. Die grössten Stücke wiegen 22,7 kg und 4,8 kg. Das aufgehobene Material wiegt zusammengenommen 44,8 kg.

Von der ursprünglichen Form des Meteoriten kann man sich durch das Aussehen der Stücke eine Vorstellung bilden. Der Stein hatte die Form eines stumpfen Kegels oder einer sehr stumpfen vielseitigen Pyramide gehabt. Die Basis mass damals c:a 50 cm im Diameter, die Höhe betrug c:a 20 cm. Doch war diese geometrische Form ganz verwischt durch die zahlreichen grossen und kleinen Gruben und Höhlungen, die den Meteoriten überall bedecken, so dass seine Begrenzung sehr uneben war.

Die Oberfläche des Meteoriten scheint von einer matten schwarzen Rinde ganz überzogen gewesen zu sein.

Die Rinde ist von sehr verschiedener Dicke, papierdünn bis zu 0,5 mm dick. Dünnschliffe, quer durch die Rinde genommen, zeigen dass diese aus abgerundeten glänzenden Metallkörnern in einer opaken matten Grundmasse zusammengesetzt ist. Der innere Teil der Rinde besteht zum überwiegenden Teil aus Metall. Weiter nach aussen werden die Metallkörner immer kleiner und spärlicher. Die alleräusserste Schicht scheint kein Metall zu enthalten.

Die Rinde löst sich oft leicht vom Meteoriten ab, woher es auch möglich war Material zu einer Analyse zu erhalten:

| | | |
|---|---|---|
| Angew. Menge. | 550,0 mg. | |
| $SiO_2$ | 99,3 „ | 18,06 % |
| MgO | 108,1 „ | 19,65 „ |
| FeO [1] | 28,8 „ | 5,24 „ |
| Fe | 261,3 „ | 47,51 „ |
| Ni | 32,0 „ | 5,82 „ |
| Co | 2,2 „ | 0,40 „ |
| S | — | 0,85 [2] „ |
| P | — „ | 0,00 [2] „ |
| | | 97,53 % |

[1]) Die Menge ist aus $SiO_2$ berechnet, laut der Olivin-Analyse. Seite 63.

[2]) Durch eine besondere Analyse ermittelt.

42,95 % von der Rinde kann auf Grund der Analyse als vom Olivin herstammend angesehen werden. Die Hauptmasse des übrigen Teils besteht aus Nickeleisen. Die Analyse ergiebt eine Summe, die um 2,47 % geringer als die zur Analyse genommene Menge ist, woher man wohl annehmen muss, dass die Rinde 2,47 % mehr Sauerstoff enthält als diejenige Menge, welche zu der Olivinsubstanz gehört. Falls dieser Sauerstoffgehalt als Magnetit $Fe_3O_4$ vorkommt, entspricht er 6,43 % Magnetit. In jedem Fall ist das Oxid nur als untergeordneter Bestandteil in der Rinde vorhanden.

Die Rinde unterscheidet sich also mehr in ihrer Struktur als in ihrer chemischen Zusammensetzung von der Hauptmasse des Meteoriten.

## Die Gemengteile des Meteoriten.

Schon auf den ersten Blick kann man sehen, dass der Meteorit von Marjalahti ein Pallasit ist und hauptsächlich aus Nickeleisen und Olivin besteht. Eine genauere Untersuchung zeigt, dass er ausserdem Troilit und Schreibersit enthält.

*Nickeleisen.* Das Nickeleisen bildet in Marjalahti 80 % von der ganzen Masse des Meteoriten. Es bildet eine Grundmasse, in welcher die anderen Bastandteile eingeschlossen liegen.

Zur Ermittelung der chemischen Zusammensetzung des Nickeleisens wurde dasselbe einer Analyse unterworfen. Bei dieser Analyse wurde Ammoniumformiat statt Ammoniumacetat zur Trennung des Eisens von Nickel und Kobalt verwendet, und zeigte sich die neue Methode, die in dem Anhang Seite 73 näher beschrieben wird, sehr vorteilhaft.

Die Analyse ergab:

| | I. | II. |
|---|---|---|
| Angew. Menge. | 1233,0 mg | 455,5 mg |
| Fe | 92,28 % | 92,64 % |
| Ni | 7,13 „ | 7,11 „ |
| Co | 0,42 „ | |
| Cr | 0,00 „[1]) | — |
| P | 0,00 „[1]) | — |
| | 99,83 % | |

[1]) Durch eine besondere Analyse ermittelt. Auch auf Cu und S wurde ohne Erfolg geprüft.

Beim Ätzen mit verdünnter Salpetersäure giebt das Nickeleisen Ätzfiguren, die viel Ähnlichkeit mit denen der Pallasite von Rokicky, Imilac und Krasnojarsk besitzen, so wie dieselben von Tschermak [1]) und von A. Brezina und E. Cohen [2]) abgebildet worden sind. Auf der geschliffenen und geätzten Fläche sieht man wie die nach Aussen gegen den Olivin liegenden Metallpartien aus einer 0,5—5 mm breiten, wulstigen, helleren Zone bestehen, die dunklere Felder umschliesst. An der Grenze zwischen diesen beiden bemerkt man einen stark glänzenden, gleichmässig breiten Streifen, der c:a 0,05 mm breit ist. Die dunkleren Felder machen vielleicht $^1/_4$ der geätzten Metallfläche aus. (Fig. 2. Taf. VII). Die äussere Zone lässt sich mit dem Kamazite der genannten Verfasser identifizieren; der stark glänzende Rand besteht aus Taenit und die dunklen Gebiete entsprechen ihren „Feldern" oder dem Plessit. Die „Felder" werden hier und da von Balken durchzogen, die in vier Richtungen liegen und im ganzen Meteoriten demselben Systeme anzugehören scheinen; jedenfalls sind sie in jedem besonders untersuchten Stücke immer einheitlich orientiert.

Das hier eben Beschriebene ist mit blossem Auge wahrnehmbar. Unter dem Mikroskope dagegen sieht man schon bei nur geringer Vergrösserung, dass die dunklen Felder keineswegs aus einem homogenen Stoffe bestehen, sondern dass sie durchzogen sind von einem fein struierten Lamellensystem, das parallel mit den Balken verläuft (Taf. VII) Bei Anwendung einer stärkeren Vergrösserung erkennt man Einzelheiten von grösstem Interesse. Der Kamazit zeigt fortwährend eine glatte Fläche, nur hier und da sieht man einige kleine undeutliche Punkte, welche die Fläche ein wenig matter machen als die des Taenit, die wie poliert aussieht. Auf der Grenze zwischen dem Taenitbande und dem Kamazit tritt ein äusserst feiner, dunkler Rand auf, der nur ein Bruchteil von der Breite des Taenit hat (Fig. 3 Taf. VI). Die Grenze der Taenitlamellen nach Innen gegen die „Felder" ist wenig scharf, und der Taenit hängt mit den feinen Lamellen im Felde zusammen, so dass die Felder aus einer Mischung von Taenit mit irgend einem anderen Bestandteil bestehen. Winzig feine, oft unterbrochene La-

---

[1]) G. Tschermak. Die mikroskopische Beschaffenheit der Meteoriten. Lieferung III. Stuttgart 1885.

[2]) A. Brezina und E. Cohen. Die Struktur und Zusammensetzung der Meteoreisen, Lieferung I. Stuttgart 1886.

mellen aus Taenit durchziehen eine dunklere Grundmasse, die von der Säure mehr wie diese angegriffen worden ist. Fig. 4 Taf. VIII zeigt ein gutes Bild vom Innern eines Feldes, durch das Mikroskop gesehen. Die Felder (der Plessit) zeigen uns ein deutliches Bild von einer Mischung zweier Bestandteile, die gleichzeitig krystallisiert sind.

Fig. 3 Taf. VIII zeigt unten links eine Kante einer Kamazitpartie, dann einen sehr schmalen dunklen Rand, darauf Taenit. Dem Taenite folgt ein Teil des Feldes, der einen dunkleren Ton hat als der innere Teil, was dadurch bedingt ist, dass er eine feinere Struktur besitzt und ärmer an Taenit ist als dieser, und schliesslich wird der Hauptteil der Figur von einem Teil der inneren Partie eines Feldes eingenommen.

Die Entstehung dieser verschiedenen Schichten kann man sich z. B. in folgender Weise denken: Der Meteorit war am Anfang unserer Betrachtung durch und durch geschmolzen und flüssig und begann dann sich abzukühlen. Von einer gewissen Temperatur an löste sich die geschmolzene Olivinflüssigkeit nicht mehr in den Metallen, sondern sonderte sich in Form von Tropfen ab. Darauf fingen die Metalle an zu erstarren, und der Kamazit schied sich zuerst um den Olivin aus. Die Temperatur sank allmählich unter den Schmelzpunkt der eutektischen Mischung von Taenit und Kamazit. Der Kamazit schied sich indessen immer mehr und mehr aus während der Taenit noch nicht angefangen hatte auszukrystallisieren — ein Fall von Überkältung. Schliesslich fing auch der Taenit an sich auszuscheiden. Im ersten Augenblicke entstand hierdurch eine Verbindung von Taenit und Kamazit, nämlich der dunkle Rand zwischen der Kamazitzone und dem Taenitbande. Aber weil die Schmelze im Verhältnisse zum Taenit überkältet war, so verfestigte sich unter Temperatursteigerung der Schmelze bald nur der Taenit. So entstand die Taenitschicht. Nachdem sich etwas Taenit abgesetzt hatte, begann die Temperatur von neuem zu sinken, und als die Zusammensetzung des geschmolzenen Rückstandes gleich der unter den herrschenden Verhältnissen bestehenden eutektischen Mischung von Kamazit und Taenit war, begann diese Mischung als Plessit auszukrystallisieren. Anfangs setzte sich der Taenit zum Teil auf die alte, äussere Taenitlamelle ab, woher die äussere Kante des Plessit einwenig ärmer an Taenit wurde als das Innere desselben.

Dieser Gedankengang erfordert, dass der Kamazit und der Taenit zwei wirklich chemische Verbindungen sind. Aus den Ana-

lysen von Kamazit aus mehreren verschiedenen Meteoreisen ersieht man, dass diese Substanz eine Zusammensetzung hat, die nur wenig von 93 % Fe und 7 % Ni+Co abweicht. Einer solchen Zusammensetzung würde eine Verbindung von der Formel $Fe_{14}Ni$ entsprechen. Die weniger gute Übereinstimmung einiger Kamazitanalysen mit dieser Formel kann in der Art erklärt werden, dass die Nickeleisenverbindung bei ihrer Ausscheidung eine geringe Menge von anderen Nickeleisenverbindungen in sich als feste Lösung aufnehmen kann. — Das, was in der Meteoritenlitteratur Taenit genannt wird, hat laut den Analysen eine weit mehr schwankende Zusammensetzung. Zum Teil wenigstens ist diese Verschiedenheit von der Schwierigkeit abhängig, in befriedigender Weise Analysenmaterial von diesem Gemengteil, der in allen Meteoriten in sehr geringen Mengen vorkommt, zu isolieren. In jedem Fall ist der Taenit eine viel nickelreichere Verbindung als der Kamazit. Der Taenit enthält zwischen 25 % und 35 % Ni+Co.

Der Plessit ist schon lange als ein Gemenge von Kamazit und Taenit beschrieben worden. J. M. Davison [1]) ist es gelungen sowohl Kamazit wie Taenit aus Plessit von Welland zu isolieren. Zum Vergleich werden seine Analysen von gewöhnlichem Kamazit und Taenit aus demselben Meteoriten angeführt.

| | Kamazitähnlicher Plessit | Kamazit | Taenitähnlicher Plessit | Taenit |
|---|---|---|---|---|
| Fe | 92,81 | 93,09 | 72,98 | 74,78 |
| Ni | 6,97 | 6,69 | 25,87 | 24,32 |
| Co | 0,19 | 0,25 | 0,83 | 0,33 |
| C | 0,19 | 0,02 | 0,91 | 0,50 |
| | 100,16 | 100,05 | 100,59 | 99,93 |

Unter den Forschern, welche die Ähnlichkeit zwischen der Struktur des Plessits und derjenigen der eutektischen Mischungen hervorgehoben haben, ist auch Cohen [3]), der die Struktur des Plessits in Bethanien mit der des Schriftgranits vergleicht, welcher schon von Teall [3])

---

[1]) J. M. Davison. Analyses of Kamacite, Taenite and Plessite from the Welland Meteoric Iron. Americ. Journ Sc. 1891. 2. S. 64.

[2]) E Cohen. Die Meteoreisen von Kokstad, Bethanien und Muchachos Mittheil. d. Naturw. Vereins. für Neuvorpommern und Rügen 1900.

[3]) J. H. Teall. British Petrography. London 1888. S. 396.

1888 für eine eutektische Mischung erklärt wurde. Auch J. H. L. Vogt [1]) hält den Schriftgranit für eine derartige Mischung. — Die junge technische Wissenschaft, welche Metallographie genannt wird, hat als Gegenstand das Studium der Struktur der Metalle, deren Verbindungen unter einander und Legierungen. Sie kann schon hübsche Resultate aufweisen, unter anderen gerade die Struktur der eutektischen Mischungen betreffend. Der Verfasser hat leider nicht Gelegenheit gehabt Originalarbeiten über diesen Gegenstrand zu erhalten, aber die Übersicht, die von A. Sauveur in der Publikation „The Mineral Industry" [2]) über die Resultate der Metallographie gegeben wurden, zeigen, dass die Legierungen bisweilen Strukturen haben, die in ihren Hauptzügen mit denen der Meteoreisen übereinstimmen, und dass beim Erstarren der Legierungen in der Regel Strukturen entstehen, welche von den Metallographen als den eutektischen Mischungen zugehörig bewiesen worden sind, und die sogar manchmal in vielen Einzelheiten Ähnlichkeit mit der Struktur des Plessit haben.

Bei weiter fortgesetzter Ätzung des Nickeleisens von Marjalahti unter Anwendung von stärkerer Salpetersäure fängt auch der Kamazit an seine Struktur zu zeigen. Dem blossen Auge erscheint er von zahlreichen äusserst feinen scharfen Ätzlinien bedeckt. Die Oberfläche des Kamazit schillert bei geeigneter Beleuchtung und verschiedene Teile glänzen bei verschiedener Stellung der geätzten Fläche. Das heisst: Der Kamazit zeigt reichlich „Feilhiebe" und ist ein deutlich schraffierter Kamazit. Dabei sieht man, dass derselbe auch „abgekörnt" ist. Die verschieden glänzenden Gebiete grenzen mit wulstiger Begrenzung an einander. Das Eisen von Marjalahti, das bei schwacher Ätzung keine Spur der Struktur des Kamazit zeigt, verhält sich also in der That ganz ebenso, wie das Nickeleisen von Imilac. Bei Anwendung von Vergrösserung zeigt sich, dass was mit blossem Auge gesehen wie eine schimmernde Fläche, wie „Moirée métallique" aussah, eine Partie bildet, welche von einem System von sehr geraden, oft scharf begrenzten Balken, mit tief geätzten Furchen zwischen sich, zusammengesetzt ist. Die Fläche des Kamazit gleicht einem Stücke oktaëdrischen Meteoreisens, das jedoch nicht aus dem „Trias", sondern einheitlich aus Kamazit besteht. Soweit man nach dem Aussehen und dem

---

[1]) J. H. L. Vogt. Geol. Föreningens i Stockholm Förhandlingar 1901 S. 159.
[2]) The Mineral Industry. New York. 1899—1902.

Verhalten beim Ätzen beurteilen kann, sind die Ätzfiguren am Kamazit nicht wie beim Plessit durch eine Zusammensetzung aus verschieden löslichen Gemengteilen bedingt, sondern werden dadurch hervorgerufen, dass der Kamazit aus Zwillingslamellen zusammengesetzt ist, die verschiedene krystallographische Richtungen der geätzten Fläche zukehren und folglich verschieden stark vom Ätzmittel angegriffen werden.

*Olivin.* Der Olivin macht c:a 35 % von der Schnittfläche eines Stückes von Marjalahti aus. Das entspricht c:a 20 Gewichtsprozenten. Auf geschliffenen Flächen des Meteoriten hat er eine gerundete polyedrische Begrenzung. Am gewöhnlichsten sind runde Körner, doch giebt es auch längliche. Am meisten gleicht er seiner Form nach demselben Minerale von Imilac. Hierin steht der Olivin von Marjalahti zwischen Krasnojarsk, mit tropfenförmigem Olivin und Rokicky, der eckige Olivinkörner hat. Die Olivinkörner erreichen in Marjalahti bis zu 2 cm im Durchschnitt.

Der Olivin ist gelblich und klar, in Dünnschliffen farblos. Er wird von unregelmässigen Spaltrissen in verschiedenen Richtungen durchzogen, was ihn sehr spröde macht. Er entbehrt der für den meteorischen Olivin so characteristischen stab- oder rohrförmigen Einlagerungen. Auch hierin gleicht Marjalahti dem Imilac, dessen Olivin jedoch kleine dendritische Krystallisationen von Chromit enthält, für welche es kein Gegenstück in Marjalahti giebt.

Im grössten Teil des Meteoriten ist der Olivin ein solcher wie eben beschrieben, doch bis auf 5 cm von den Stellen, mit welchen der Meteorit erst den Boden berührte, ist der Olivin wahrscheinlich durch den Stoss zu einer weissen mehligen Masse zermalmt worden, die mit Leichtigkeit mit dem Nagel geritzt werden kann.

Das specifische Gewicht des Olivins wurde an herausgepflückten klaren, von allen Verunreinigungen freien Krystallen mit dem Pyknometer zu 3,3778 bestimmt.

Dieses Material wurde dann einer Analyse unterworfen.

Nachdem der Olivin in verdünnter Chlorwasserstoffsäure gelöst war, wurde die Analyse nach denselben Methoden wie die Analyse N:o I vom Meteoriten von Hvittis ausgeführt.

| Angewandte Menge. | 754,0 mg | | Sauerstoff-gehalt. | |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 303,6 mg | 40,26 % | 21,472 | 21,472 |
| FeO | 89,4 „ | 11,86 „ | 2,635 | |
| Ni | fehlt | — | — | |
| $Al_2O_3$ | fehlt | — | — | |
| $Cr_2O_3$ | 0,9 „ | 0,12 „ | 0,037 | |
| MgO | 355,5 „ | 47,26 „ | 18,904 | 21,539 |
| CaO | fehlt | — | — | |
| $K_2O$ | 0,4 „ | 0,05 „ | 0,007 | |
| $Na_2O$ | 1,6 „ | 0.21 „ | 0,076 | |
| | 751,4 „ | 99,76 % | | |

Das Sauerstoffverhältniss zwischen der Kiselsäure und den Basen ist 1: 1,004, und das Verhältniss zwischen MgO und FeO 7: 1. Seiner Zusammensetzung nach stimmt der Marjalahti-Olivin mit dem Olivin von Krasnojarsk, Rokicky und Brenham überein, auch der Olivin in Imilac steht ihm in dieser Hinsicht sehr nahe.

| | Marjalahti | Krasnojarsk | Rokicky | Brenham | Imilac |
|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| $SiO_2$ | 40,26 | 40,86 | 39,61 | 40,70 | 40,79 |
| FeO | 11,86 | 11,72 | 11,88 | 10,79 | 12,10 |
| $Al_2O_3$ | — | — | 0,21 | — | 0,02 |
| $Cr_2O_3$ | 0,12 | — | — | — | — |
| MgO | 47,26 | 47,35 | 48,29 | 48,02 | 47,05 |
| $K_2O$ | 0,05 | — | — | — | — |
| $Na_2O$ | 0,21 | — | — | — | — |
| NiO | — | — | — | 0,02 | — |
| MnO | — | 0,43 | 0,19 | 0,14 | — |
| SnO | — | 0,17 | — | — | — |
| | 99,76 | 100,53 | 100,18 | 99,85 | 99,96 |

2. Berzelius. Pogg. Ann. XXXIII 1834 S. 133 sp. Gew. 3,339.
3. Inostranzeff. Russisch. Min. Ges. 1869 S. 310 sp. Gew. 3,37.
4. Eakins. Am. Journ. of Sc. 1890. 2. S. 315 (incl. 0,18 $Fe_2O_3$) sp. Gew. 3,376.
5. v. Kobell. Cohen. Meteoritenkunde I. S. 264.

Es ist ein interessantes Faktum, das wieder durch die Analyse des Marjalahti-Olivins seine Bestätigung gefunden hat, nämlich dass die meteorischen Olivine nickelfrei sind, obgleich sie in Gegenwart von reichlichen Mengen dieses Metalles gebildet werden, während die irdischen Olivine selbst in Gebirgsarten, welche nur die minimalsten Mengen von Ni enthalten, oft genug Träger des Nickelgehaltes der Gebirgsart sind. So enthält der Olivin von Douglas Co [1]) 0,26 % NiO, der von Webster N. C. [2]) 0,41 % NiO.

*Troilit.* Der Troilit bildet gerundete Ausscheidungen auf der Grenze zwischen Olivin und Nickeleisen oder Partien welche Olivinkörner umschliessen. Die „Troilitknollen" haben bis auf 1 cm im Durchmesser.

Das Mineral ist tombackbraun mit demselben Glanze und Farbenton wie ein frischer Magnetkies. Nicht ganz frische Bruchflächen haben einen matten Glanz. Manche Körner von dem herausgepflückten Mineral wurden von einem Magneten angezogen, doch erwies es sich bei genauerer Untersuchung dass alle diese Körner Schreibersit enthielten. Der reine Troilit ist vollständig unmagnetisch.

Eine Analyse, die an herausgepflückten, scheinbar reinen und unmagnetischen Stücken des Troilit ausgeführt wurde, ergab:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Angew. Menge | 451,0 mg | | |
| $SiO_2$ | 8,1 mg | } | Olivin |
| MgO | 10,9 „ | | |
| FeO [3]) | 2,3 „ | | |
| Fe | 273,4 „ | } | Troilit |
| Ni | — „ | | |
| S [4]) | 154,4 „ | | |
| | 449,1 mg | | |

[1]) F. W. Clarke. Am. J. Sc. 1888. S. 485.

[2]) Genth. Am. J. Sc. 1862 (in E. S. Dana. System of Mineralogy. 6 edit. New York 1900).

[3]) Berechnet für Olivin nach den gefundenen Mengen $SiO_2$ und und MgO laut der Olivinanalyse.

[4]) Beim Lösen des Minerals in Königswasser wurde ein schwacher $H_2S$ Geruch bemerkt, woher die S-Bestimmung zu niedrig angesehen werden muss.

Wenn von der ursprünglichen Menge 451,0 mg die Menge des Olivins 21,3 mg abgezogen wird, erhalten wir für den Troilit:

| Erhalten | | Berechnet für FeS | |
|---|---|---|---|
| Fe | 63,63 | Fe | 63,60 |
| S | 35,93 | S | 36,40 |
| | 99,56 | | 100,00 |

Obgleich bei der Analyse die grösste Aufmerksamkeit auf die Bestimmung des Nickelgehaltes gerichtet wurde, konnte keine Spur von Nickel entdeckt werden.

*Schreibersit.* Der Schreibersit kommt in derselben Art wie der Troilit vor, obgleich in kleineren Mengen und tritt in bis zu 0,5 cm im Durchmesser betragenden Individuen auf. Ausserdem trifft man Körner von Phosphornickeleisen im Troilit an.

In dem Teile des Meteoritenmateriales, der vom Kaufmanne (siehe Seite 50) aus dem Metalle herausgekratzt worden war, konnte mit dem Magneten ein hartes, aus scharfkantigen Splittern bestehendes Pulver von einem Minerale mit muscheligem Bruche und starkem weissen Glanze herausgezogen werden. Dieses Mineral hatte den Atmosphärilien merkwürdig gut Widerstand geleistet und war noch ganz blank, obgleich die Nickeleisenflitter, die mit demselben zusammen aufbewahrt worden waren, von Rost bedeckt waren. Mit dem Magneten folgten Körner, die bis zu 2 mm im Durchschnitt hatten, sehr spröde waren und so hart, dass sie, wenn auch nur mit Schwierigkeit, Glas ritzen konnten. Diese Körner fällten aus einer konzentrierten Kupferammoniumchloridlösung kein Kupfer, obgleich gleichzeitig behandeltes Nickeleisen mit einer dicken roten Schicht metallischen Kupfers überzogen wurde. Von verdünnter Salzsäure und von verdünnter wie auch konzentrierter Salpetersäure wurde das Mineral nicht merkbar angegriffen, es löste sich jedoch schnell und vollständig in Königswasser. Auf Grund dieser vorbereitenden Versuche wurde eine kleine Menge des Minerales durch wiederholte Behandlung mit Kupferammoniumchlorid, verdünnter Salpetersäure und schliesslich mit warmer konzentrierter Salpetersäure gereinigt. In diesen Reagenzien löste sich eine sehr geringe Menge der Substanz, wahrscheinlich nur Verunreinigungen. Nach dem Reinigungsprozesse, der durch Waschen mit Alkohol und Äther abgeschlossen wurde, blieben 0,909 g von einem Pulver übrig, das den prachtvollsten weiss-

grauen Glanz hatte, poliertem Nickel ähnlich, und sehr stark magnetisch war.

Mit dem Pyknometer wurde das specifische Gewicht des in dieser Weise hergestellten Schreibersit zu 7,278 bestimmt.

Die Analyse des Minerals wurde nach O. Sjöströms [1]) Methoden ausgeführt mit dem Unterschiede, dass Ammoniumformiat überall beim Trennen des Eisens von Nickel und Kobalt anstatt des Acetats angewandt wurde, und dass Nickel und Kobalt schliesslich mit NaOH gefällt wurden und nach sorgfältigem Auswaschen im Wasserstoffstrome geglüht und als Metalle gewogen wurden:

| Angew. Menge | 515,2 mg | | $Fe_2NiP$ |
|---|---|---|---|
| Fe | 284,1 mg | 55,15 % | 55,5 % |
| Ni | 150,2 „ | 29,15 „ | 29,1 „ |
| Co | 1,1 „ | 0,21 „ | — |
| P | 76,9 „ | 14,93 „ | 15,4 „ |
| | S:a 512,3 mg | 99,44 % | 100,0 % |

Zum Vergleich werden hier diejenige Analysen von Phosphornickeleisen angeführt, bei welchen man die Garantie haben kann, dass sie an einem in einigermassen befriedigender Weise isolierten Materiale ausgeführt sind, insoweit das aus den Beschreibungen des Analysenmateriales hervorgeht. Nur diejenigen Analysen wurden mitgenommen in welchen das Verhältnies zwischen Fe + Ni + Co : P gleich 3 : 1 ist.

### Phospornickeleisen-analysen.

1. E. Cohen. Meteoreisen-Studien XI. Annal. des K. K. naturh. Hofmuseums. Wien 1900. Bd. XV. S. 351.

2. E. Cohen. Meteoritenkunde I. Stuttgart 1894.

3. W. Tassin. The Casas Grandes Meteorite. Proceedings of the U. S. Nat. Mus. 1902.

4. E. Cohen und E. Weinschenk. Meteoreisen-Studien. Annal. d. K. K. naturh. Hofmuseums. Wien 1891. Bd. VI. S. 131.

5. E. Cohen und E. Weinschenk. Meteoreisen-Studien. Siehe 4.

6. E. Cohen. Meteoreisen-Studien III. Ann. d. K. K. Hofmuseums. Wien 1894. Bd. IX. S. 97.

7. E. Cohen. Siehe 1.

8. E. Cohen und E. Weinschenk. Siehe 4.

9. E. Cohen. Siehe 6.

10. L. Smith. Meteoric Iron from Tazewell County., East Tennessee. Americ. Journ. Sc. 1855 in Cohen. Meteoritenkunde I. S. 132.

[1]) O. Sjöström. Die chemische Untersuchung der Meteoreisen. Mittheil. des naturw. Vereins für Neuvorpommern nnd Rügen. 1898.

11. V. Flight. Report of an Examination of the Meteorites of Cranbourne in Australia etc. Phil. Trans. of R. S. 1882.
12. E. Cohen. Siehe 6.
13. E. Cohen. Siehe 1.
14. E. Cohen. Siehe 1.
15. E. Cohen. Siehe 6.
16. E. Cohen und E. Weinschenk. Siehe 4.

| N:o | Der Meteorit. | Fe | Ni | Co | P | Summa | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Sao Juliao . . . | 69,44 | 14,44 | 0,43 | 15,66 | 100,0 [1] | Cu 0,43 sp. v. 7,1763 |
| 2 | Bischtübe . . . . | 65,75 | 18,35 | 0,43 | 15,47 | 100,00 [1] | |
| 3 | Casas Grandes . . | 64,69 | 20,11[2] | — | 15,00 | 99,80 | sp. v. 7,123. |
| 4 | Toluca . . . . . | 63,97 | 19,15 | 1,68[3] | 15,38 | 100,18 | |
| 5 | Glorieta . . . . | 63,36 | 19,63 | 1,23[3] | 15,49 | 99,71 | sp. v. 7,2818. |
| 6 | Hex River M:nts . | 62,45 | 21,71 | 0,35 | 15,49 | 100,00 [1] | |
| 7 | Kendall C:o . . . | 61,78 | 21,93 | 0,38 | 15,70 | 100,00 [1] | Cu 0,21. |
| 8 | Hraschina . . . . | 57,46 | 25,78 | 1,32[3] | 15,31 | 99,87 | |
| 9 | Hex River M:nts . | 56,71 | 27,36 | 0,47 | 15,46 | 100,00 [1] | |
| 10 | Knoxville . . . . | 56,53 | 28,02 | 0,28 | 14,86 | 99,69 | sp. v. 7,017. |
| 11 | Cranbourne . . . | 56,12 | 29,18 | — | 13,51 | 98,81 | |
| 12 | Sancha Estate . . | 55,30 | 28,78 | 0,60 | 15,32 | 100,00 [1] | |
| 13 | Cosbys Creek . . | 54,43 | 29,36 | 0,67 | 15,45 | 100,25 | Cu 0,34. |
| 14 | Mount Joy . . . | 54,12 | 29,71 | 0,47 | 15,70 | 100,00 [1] | |
| 15 | Bolson de Mapimi | 51,60 | 30,89 | 0,70 | 14,83 | 99,56 | Cr. 0,70, Unlösl. 0,96. |
| 16 | Magura . . . . . | 50,52 | 33,90 | 0,62 | 15,68 | 100,94 | |
| 17 | Marjalahti . . . . | 55,15 | 29,15 | 0,21 | 14,93 | 99,44 | |

Von diesen 17 Analysen, welche Alles, was man mit Sicherheit über die Zusammensetzung des Phosphornickeleisens weiss, repräsentieren, ergeben 8 Resultate, die ziemlich genau mit der Formel $Fe_2$ (Ni Co) P übereinstimmen. Von den übrigen haben 7 einen niedrigeren Nickelgehalt als diese und zeigen sehr starke Variationen im Verhältniss zwischen Fe und Ni + Co, während 2 Analysen einen ein wenig höheren Nickelgehalt ergeben als wie die Formel erfordert.

Es scheint dem Verfasser, als ob die Zahlenwerte dieser Analysen in der Art gedeutet werden könnten, dass in den Meteoreisen am häufigsten das Phosphid $Fe_2$ Ni P vorkommt, aber dass ausserdem, wenn auch selten, eine Serie von isomorphen Mischungen von $Fe_3P$

und $Ni_3P$ mit geringem Gehalte an $Co_3P$ vorhanden wäre. Diese Phosphide würden also mit $CaCO_3$ und $MgCO_3$ analog sein, indem ausser den isomorphen Mischungen zwischen den beiden Komponenten auch eine Verbindung von konstanten Proportionen vorhanden wäre (Dolomit).

Derselben Ansicht scheint auch E.S. Dana [1]) zu sein, der von der Zusammensetzung des Schreibersit sagt: „a phospide of iron and Nickel (Fe Ni)$_3$P in part $Fe_2NiP$“. Wogegen Cohen, dem man einen grossen Teil der Analysen von Phosphornickeleisen zu verdanken hat, fortgesetzt [2]) an seiner schon 1889 [3]) ausgesprochenen Ansicht festzuhalten scheint, dass der Schreibersit ebenso wie dessen Varietät der Rhabdit die Zusammensetzung (Fe Ni Co)$_3$P hat, in welcher Eisen, Nickel und Kobalt vicariierende Bestandteile sind.

[1]) E. S. Dana: The System of Mineralogy, New York 1900. S. 31.

[2]) E. Cohen. Meteoreisen-Studien XI. Ann. d. K. K. naturh. Hofmuseums. Wien 1900.

[3]) E. Cohen. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1889. I. S. 225.

# Der Platz der beiden neuen finnischen Meteoriten in den Meteoritensystemen.

Die gegenwärtig in Deutschland, Österreich und Skandinavien übliche Klassifikation der Meteoriten, ist diejenige von Rose [1]), mit der Erweiterung, welche sie durch Tschermak erhalten hat.

In Frankreich scheint das Daubrée-Meunier'sche System allgemein gebräuchlich geworden zu sein und nach diesem Systeme sind die Sammlungen des „Musée d'histoire Naturelle" zu Paris geordnet.

Die anglo-sächsische Welt ist wiederum der Klassifikation von Ch. U. Shepard [2]) gefolgt. Doch ist von seinem ganzen Systeme nur die Einteilung in 3 Klassen: Litholites, Lithosiderites und Siderites (Steine, Stein und Eisen gemischt, Meteoreisen) gebräuchlich.

---

Das System von Rose-Tschermak hatte im Jahre 1883 [3]) folgendes Aussehen:

I. Wesentlich aus Eisen bestehende Meteoriten: *Meteoreisen.*
II. Eisengrundmasse mit eingechlossenen Silikaten.
*Pallasit.* Eisen und Olivin bilden die Hauptgemengteile.
*Mesosiderit.* Eisen mit Olivin und Bronzit.
*Siderophyr.* Eisen und Bronzit.
*Grahamit.* Eisen mit Plagioklas, Olivin und Bronzit.
III. Olivin, Bronzit mit untergeordnetem Eisen sind die Gemengteile. Die Textur meist chondritisch.
*Chondrit.*

---

[1]) G. Rose. Beschreibung und Eintheilung der Meteoriten. Berlin 1864.
[2]) Ch. U. Shepard. New Classification of Meteorites. Am. Journ. Sc. 1867.
[3]) G. Tschermak. Beitrag zur Classification der Meteoriten. Sitzb. d. K. Akad. Wien 1883.

IV. Olivin, Bronzite, Pyroxene im Wechsel bilden die Hauptgemengteile.
*Chassignit.* Olivin.
*Amphoterit.* Olivin und Bronzit.
*Diogenit.* Bronzit und Hypersten.
*Chladnit.* Enstatit.
*Bustit.* Diopsid und Enstatit.
V. Augit, Bronzit und Kalkfeldspath sind die Hauptgemengteile. Die Rinde ist glänzend.
*Howardit.* Augit, Bronzit, Plagioklas.
*Eukrit.* Augit, Anorthit, statt letzterem auch Maskelynit.

Im Jahre 1885 formulierte Tschermak [1]) die Definitionen der Hauptgruppen ein wenig anders:

I. Calciumreiche Steine, arm an gediegenem Eisen.
II. Magnesiumreiche Steine, arm an gediegenem Eisen.
III. Magnesiumreiche chondritische Steine, mit gediegenem Eisen.
IV. Eisen mit Silikaten.
V. Meteoreisen.

Laut der späteren Definition von Tschermak gehört Hvittis, der 21,5 % Nickeleisen und 59 % Enstatit hat, zu der Gruppe III.

Nach der Zusammenstellung der Unterabteilungen der Tschermak'schen III:ten Gruppe von Wülfing [2]), kann man diese Gruppe, welche die Chondrite umfasst, in folgender Weise einteilen:

1. *Howarditische Chondriten.* Die Übergangsglieder von den Howarditen [3]) zu den Chondriten.
2. *Weisse Chondriten.*
3. *Intermediäre Chondriten.* (Die Übergangsglieder zwischen 2 und 4.
4. *Graue Chondriten.*
5. *Schwarze Chondriten.*
6. *Kügelchenchondriten.*
7. *Krystallinische Chondriten.*

---

[1]) G. Tschermak. Die mikroskopische Beschaffenheit der Meteoriten. Stuttgart 1885.

[2]) E. A. Wülfing. Die Meteoriten in Sammlungen und ihre Litteratur. Tübingen 1897.

[3]) Die Howardite bestehen aus Splittern von Augit, Anorthit, Bronzit und Olivin mit einer tuffartigen Grundmasse.

8. *Kohlige Chondriten.*

9. *Orvinit,* Bruchstücke eines typischen Chondriten in einer schwärzlichen Bindemasse, die Fluidalstruktur zeigt.

10. *Tadjerit.* Dunkler, grösstenteils aus halbglasiger Grundmasse bestehender Chondrit.

11. *Ureilit.* Schwarze, teils chondritische, teils körnige und dann aus Olivin bestehende Massen, welche kontinuirliche Eisenadern enthalten.

Auf Grund der krystallinischen Struktur des Hvittis-Meteoriten und seines geringen Chondrengehaltes müsste er zu den krystallinischen Chondriten gezählt werden. Innerhalb dieser Gruppe würde er mit olivinreichen Chondriten mit zum Teil niedrigem Eisengehalte zusammenstehen. Der Hvittis-Meteorit unterscheidet sich von den übrigen krystallinischen Chondriten durch einen hohen Metall- und Sulfid-Gehalt (31 %) und dadurch, dass er Oldhamit enthält und keinen Olivin. Durch die Mineralkombination Enstatit und Nickeleisen als Hauptbestandteile, nebst Plagioklas und Oldhamit, steht er unter den Meteoriten einzig da und muss eine eigene Gruppe unter den Chondriten beanspruchen. Der Hvittis-Meteorit könnte am besten ein *krystallinischer Enstatit-Chondrit* genannt werden.

---

Das System von Daubrée [1]) ist folgendes:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Meteoriten, Eisenmetall enthaltend | Silikate fehlen . . . . . | | *Holosiderite* |
| | Silikat und Eisen | Eisengrundmasse mit Silikat: | *Syssiderite* |
| | | Eisen als Körner in einer Silikatgrundmasse: *Sporadosiderite* | Eisen sehr reichlich: *Polysiderite* |
| | | | Eisen nicht sehr reichlich: *Oligosiderite* |
| | | | Eisen nicht mit blossem Auge sichtbar: *Chryptosiderite* |

Meteoriten ohne Eisen . . . . . *Asiderite.*

Später hat Meunier ein System auf Grund des hier genannten aufgestellt, das nicht weniger als 62 verschiedene Typen enhält [2]).

[1]) A. Daubrée. C. r. 1867.

[2]) St. Meunier. Guide dans la collection de météorites du Muséum d'histoire naturelle. Paris 1898.

Das System von Meunier ist streng mineralogisch, so dass jede Mineralkombination einen besonderen Typus bildet. Der Hvittis-Meteorit repräsentiert deshalb in diesem System einen eigenen Typus, der in Übereinstimmung mit der Nomenklatur von Meunier *Hvittisit* genannt werden soll.

Der Hvittisit gehört in dem Systeme Daubrées zu den Sporadosideriten und zwar zu deren Unterabteilung den Oligosideriten.

In der Klassifikation von Meunier, aus dem Jahre 1898, erhält der Hvittisit einen Platz unter den Meteoriten, die deutlich erkennbare metallische Körner enthalten, neben Meuniers Typus 34, Erxlébénite.

---

*Marjalahti* ist ein echter Pallasit und wird sowohl in dem Systeme Tschermak's wie auch in dem Meunier's diesen Namen tragen. *Marjalahti ist der einzige Pallasit, dessen Fall man beobachtet hat.*

Die übrigen von den Übergangsgliedern zwischen den Eisenmeteoriten und den Steinmeteoriten deren Fall beobachtet wurde, sind: *Barea* [1]), der am 4. Juli 1842 in Spanien gefallen ist und zu den Mesosideriten gehört, *Esterville* [2]) gefallen am 10. Mai 1870, in Iowa und *Veramin* [1]), gefallen in Februar 1880 in Persien, die ebenfalls beide zu den Mesosideriten gezählt werden.

Der Meteorit, der am 1. October 1868 bei *Lodran* [2]) in Indien gefallen ist, bildet widerum seine eigene Gruppe, die Lodranite.

---

[1]) C. Klein. Die Meteoritensammlung der k. Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin am 5. Februar 1903. Sitzb. d. k. Akad. zu Berlin 1903.

[2]) A. Brezina. Die Meteoritensammlung des K. K. naturh. Hofmuseums. Ann. der K. K. naturh. Hofmuseums. Wien 1896. Bd. X. S. 231.

# Anhang.

## Trennung des Eisens von Nickel und Kobalt unter Benutzung von Ameisensäure.

Die Trennung des Eisens von Nickel und Kobalt gehört zu den in jeder Meteoritenanalyse vorkommenden Operationen. Leider gehört diese Trennung nach allen üblichen Methoden zu den schwierigsten und mühsamsten. Keine der Methoden ergiebt durch eine einzige Fällung einen nickel- und kobaltfreien Niederschlag.

Das einmalige Fällen mit einem Ueberschuss von Ammoniak in Gegenwart von Ammoniumchlorid trennt nur 73 % des Nickelgehaltes und 52 % des Kobaltgehaltes vom Eisen [1]). Durch Lösen der Fällung und nochmaliges Fällen kann man zu einem besseren Resultate gelangen. So hält Friedheim [2]) eine 6—7 Mal wiederholte Fällung für nötig, um eine vollständig nickelfreie Eisenfällung zu erzielen. Nach meinen Versuchen ist bei einem Gehalte von ungefähr 10 % an Ni + Co ein 3—4 maliges Fällen genügend gewesen, wenn die Lösung nach dem Hinzufügen von Ammoniak 1—2 Stunden auf dem Wasserbade gestanden hat.

Das Fällen mit Bariumkarbonat in der Kälte oder mit Alkalisuccinat ist auch angewandt worden. Beide Methoden ergeben eine vollständigere Trennung als die Ammoniakmethode, sie leiden aber an einem grossen Übelstande: die erhaltenen Niederschläge filtrieren nämlich sehr schlecht. „Der Bernsteinsäureniederschlag" ist noch schleimiger als die Niederschläge nach der Acetat-methode.

---

[1]) v. Baumhauer. Ref. in Zeitschr. für Anal. Ch. 1871. S. 217.

[2]) C. Friedheim. Über die chemische Zusammensetzung der Meteoriten von Alfianello und Concepcion. Sitzb. d. k. Akad. zu Berlin 1888. S. 345.

Classens [1]) Methode, Nickel und Kobalt mit conzentrierter Essigsäure aus einer Lösung, in welcher die Metalle als Kaliumdoppelsalze von Oxalsäure vorhanden sind, zu fällen, hat wiederum den Nachteil, dass grosse Mengen nicht flüchtiger Stoffe zugesetzt werden müssen. Weiter schreibt Classen vor, dass die Lösung 5—6 Stunden vor dem Filtrieren auf dem Wasserbade stehen muss, und Sjöström [2]) hat beobachtet, dass 10 Stunden in manchen Fällen nicht genügten um alles Nickel zu entfernen.

Die Methode, von P. Jannasch [3]) Eisen von Nickel oder Kobalt durch Wasserstoffsuperoxyd zu trennen, scheint gute Resultate zu geben, aber wenn sowohl Nickel als Kobalt zugegen sind, wird eine vollständige Trennung nicht erzielt [4]).

Die Methode von Zimmermann [5]), Fällen mit $Na_2CO_3$ nach Zusatz von Ammoniumsulphocyanat giebt befriedigende Resultate [6]), fordert aber eine mehrmalige Fällung.

Eine wiederholte Fällung mit Natriumacetat ergiebt eine vollständige nickel- und kobaltfreie Eisenfällung. Fletcher [7]) fällte bei der Analyse von Zomba 4 Mal, sagt aber, dass in den beiden letzten Filtraten nur eine geringe Menge Nickel vorhanden war. Sjöström, der durch zahlreiche Meteoreisenanalysen Erfahrungen gesammelt hat, hält eine Fällung von 4—6 Malen mit Natriumacetat, gefolgt von einer Fällung mit Ammoniak in Gegenwart von Ammoniumchlorid für nötig. Er sagt, dass eine Fällung 75—80 % vom ganzen Nickelgehalte, zwei Fällungen 90 % und drei Fällungen 94—95 % geben. Nach Erfahrungen, die ich gemacht habe, sind die nach der Acetatmethode erhaltenen Niederschläge in der Hinsicht sehr empfindlich, dass sie leicht schleimig werden und nicht filtriert werden können. Bei fortgesetztem Auswaschen lösen sie sich oft im Waschwasser oder dringen durch die Poren des Filtrierpapieres und verunreinigen das

---

[1]) A. Classen. Über eine neue quantitative analytische Methode von vielfacher Anwendbarkeit. Zeitschr. für anal. Ch. 1879. S. 373.

[2]) O. Sjöström. Die chemische Untersuchung der Meteoreisen. Mitth. des naturv. Ver. für Neuvorpommern und Rügen. 1898.

[3]) P. Jannasch. Praktischer Leitfaden der Gewichtsanalyse. Leipzig 1897.

[4]) O. Sjöström l. c.

[5]) C. Zimmermann. Ann. d. Chem. 199. 1879. S. 10.

[6]) G. P. Merrill and H. N. Stokes. A new Stony Meteorite from Allegan. Proc. Wash. Ac. 1900.

[7]) L. Fletcher. On the Meteoric Stones which fell near Zomba, British Central Afrika, on January 25:th 1899, with notes on the chemical analyses of such bodies. Mineralogical Magazine N:o 59. 1901.

Filtrat. Diese Ansicht teilt Sjöström, er sagt: „Es ist deshalb sehr erklärlich, dass die meisten Analytiker mit diesen und ähnlichen lästigen und geduldprüfenden Trennungsmetoden so wenig wie möglich zu thun haben wollen".

Doch enthält der schon oft genannte Aufsatz von Sjöström so genau ausgearbeitete Vorschriften über das Verfahren beim Anwenden der Acetatmethode, dass dieselben sie vollkommen anwendbar machen.

---

Wie man aus dem Vorhergehenden ersieht, leiden alle die besprochenen Methoden an grossen Übelständen. Es schien mir daher wünschenswert, eine bequemere Methode ausfindig zu machen.

Die Fällung, die sich bei der Acetatmethode bildet, filtriert besser als die, welche beim Benutzen von Succinaten erhalten wird, woher es anzunehmen war, dass eine andere organische Säure eine noch besser geartete Fällung geben würde. Da die essigsaure Lösung beim Anwenden der Acetatmethode nicht im Stande war Nickel in Lösung zu halten, müsste man es mit einer stärkeren Säure versuchen. Nach W. Ostwalds [1]) Tabelle kann, wenn die Chlorwasserstoffsäure mit 100 bezeichnet wird, die Stärke der Essigsäure mit 1,$_2$ und die der Ameisensäure mit 3,$_9$ bezeichnet werden. Nach Schulze [2]) ergiebt eine Lösung eines Alkaliformiats in gleicher Weise wie Natriumacetat Fällungen mit Eisen und Aluminiumlösungen, doch scheidet sich das letztere Metall nicht vollständig ab. Menschutkin [3]) führt die Trennung des Aluminiums und Eisens von Mangan, Zink, Nickel und Kobalt als basisch ameisensaures Salz in seinem Lehrbuche an. Obgleich es schon aus den Versuchen Schulzes hervorgeht, dass diese Trennung für Al nicht auzuwenden ist, lagen also begründete Ursachen für die Annahme vor, das Ammoniumformiat zum Trennen des Eisens von Nickel und Kobalt angewandt werden konnte.

---

[1]) Ostwald. Lehrb. der Allgem. Chemie. Leipzig 1887. S. 789.

[2]) F. Schulze. Chem. Centralbl. 1861 s. 81.

[3]) N. Menschutkin. Analytische Chemie. Leipzig 1892. s. 311.

Bei den zur Prüfung dieser Methode angestellten Versuchen ist mir Student R. Stenbäck behülflich gewesen, wofür ich ihm hiermit meinen besten Dank ausspreche.

---

Es zeigte sich gleich, dass durch Hinzufügen von einigen ccm neutraler oder schwach sauer reagierender Ammoniumformiatlösung zu einer genau neutralisierten Eisenlösung und durch Erhitzen bis zum Kochen ein Niederschlag erhalten wurde, welcher alles Eisen enthielt und welcher sich fast ebenso leicht auswaschen liess wie ein Ammoniakniederschlag. Beim Filtrieren musste die Lösung nur heiss erhalten werden.

Die Trennung des Nickels und Kobalts vom Eisen vollzog sich am besten, wenn der Becher, welcher die neutralisierte Lösung enthielt, nach Hinzufügen von Ammoniumformiatlösung schnell bis zum Aufkochen der Lösung erhitzt wurde und sobald sie aufgekocht war, in eine Schale mit heissem Wasser gestellt wurde, die über einer Lampe nahe am Siedepunkte erhalten wurde (ein nicht vollständig kochendes Wasserbad). Hier stand sie, bis die Fällung sich am Boden abgesetzt hatte, was gewöhnlich einige Minuten dauerte. Die klare Lösung wurde jetzt durch ein Filtrum gegossen, worauf der Niederschlag in den Trichter hinüber gespült und mit heissem Wasser gewaschen wurde in der Art, dass die Filter immer fast gefüllt waren. Auf diese Weise filtrierte der Niederschlag ausgezeichnet, wogegen Versuche mit der Saugpumpe schlechte Resultate ergaben, indem die Poren des Filters verstopft wurden, und das Filtrieren vielfach langsamer als sonst vorsichging.

Das bei den Analysen I—IV angewandte Ammoniumformiat wurde in der Art zubereitet, dass eine Lösung von Ameisensäure mit Ammoniak bis zur neutralen oder schwach sauren Reaktion versetzt wurde. Bei den folgenden Analysen wurde eine neutral reagierende Lösung von Ammoniumformiat benutzt [1]).

Die Analysen I und II wurden mit gewogenen Mengen Eisenchlorid und Nichelchlorid ausgeführt. In der Analyse I wurde nach

---

[1]) Dieses Ammoniumformiat wurde von C. A. F. Kahlbaum in Berlin geliefert.

doppelter Fällung mit Ammoniumformiat 92,30 mg $Fe_2O_3$ erhalten, die weiter keine Nickelreaktion gab, und 56,3 mg Ni. Analyse II ergab 91,8 mg $Fe_2O_3$, 57,3 mg Ni im Filtrate nach der ersten Fällung und 3,9 mg Ni im Filtrate nach der zweiten Fällung. Auch in dieser Analyse war kein Nickel vorhanden in dem Filtrate, das erhalten wurde, als der bei der zweiten Formiatfällung erhaltene Eisenniederschlag in Salzsäure gelöst und auf's Neue mit Ammoniak in Gegenwart von reichlich Ammoniumchlorid gefällt worden war.

Für die nun folgenden Analysen (III—VIII) wurde eine bestimmte Menge von derselben Eisenchloridlösung und derselben Nickelchloridlösung abgemessen. Das Eisen wurde erst 2 Mal mit Ammoniumformiat, darauf mit Ammoniak in Gegenwart von einwenig Ammoniumchlorid gefällt und nach kurzem Digerieren ausgewaschen und geglüht. Das so erhaltene Eisenoxyd wurde nach der Wägung in Salzsäure gelöst und von Neuem mit $NH_3$ in Gegenwart von reichlich $NH_4Cl$ gefällt, wonach das Filtrat nach Eindampfen und Vertreiben der $NH_4$-Salze auf Ni geprüft wurde. In keinem Fall gab die Eisenfällung eine Nickelreaktion.

| Analyse N:o. | III. | IV. | V. | VI. | VII [1]). | VIII. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| ccm Eisenchloridlösung [2]) . . . . . | 100 | 100 | 100 | 15 | 100 | 100 [3]) |
| ccm Nickelchloridlösung . . . . . | 50 | 50 | 50 | 100 | 50 | 50 [3]) |
| mg $Fe_2O_3$ . . . . . | 684,8 | 687,4 | 685,4 | 105,9 | 688,1 | 685,2 |
| „ NiO im 1:sten Filtrate . . . . | 136,1 | 140,8 | — | 271,3 | 138,4 | 186,3 |
| „ NiO im 2:ten und 3:ten Filtrate . | 5,1 | 5,6 | 13,1 | 5,9 | 5,4 | 6,2 |
| % [4]) NiO im 1:sten Filtrate . . . . | 96,39 | 96,11 | | 97,87 | 96,25 | 96,67 |
| „ NiO im 2:ten und 3:ten Filtrate . | 3,61 | 3,89 | | 2,13 | 3,75 [2]) | 3,33 |

Für die Analysen VIII—XII wurden neue Eisenchlorid, Nickelchorid- und Kobaltchorid-Lösungen zubereitet.

[1]) In der Analyse N:o VII wurde die Formiat-lösung mit 1 ccm Ameisensäure angesäuert. Die Fällung liess sich schwer filtrieren und waschen.

[2]) Die Lösungen wurden nicht besonders genau gemessen, weil kein Gewicht auf der totalen Menge lag.

[3]) Neuzubereitete Lösungen.

[4]) % der ganzen Nickeloxydmenge.

| | IX. | X. | XI. | XII. |
|---|---|---|---|---|
| ccm Eisenlösung | 100 | 100 | 15 | 100 |
| ccm Nickellösung | — | 50 | 100 | 50 |
| ccm Kobaltlösung | 50 | 15 | 30 | 15 |
| mg $Fe_2O_3$ | 688,0 | 685,8 | 105,9 | 186,1 |
| mg Ni+Co in 1:sten Filtrate | 136,8[4]) | 183,2 | 377,8 | 104,8[1]) |
| mg Ni+Co in 2:ten und 3:ten Filtrate | 3,54[4]) | 13,0 | 10,0 | 71,8[2]) |
| % von Ni+Co in 1:sten Filtrate | 97,51 | 93,88 | 27,42 | 53,44 |
| % von Ni+Co in 2:ten und 3:ten Filtrate | 2,49 | 6,12 | 2,58 | 46,59 |

*Aus diesen Versuchen ist ersichtlich, dass im Durchschnitt bei der ersten Fällung mit Ammoniumformiat nur* 3,34 % *von der totalen Nickelmenge,* 2,49 % *von der Kobaltmenge, und (wenn beide zugegen)* 4,35 % *von der Nickel- und Kobalt-menge in dem Eisenniederschlage enthalten sind.*

Über die Effectivität von einigen der älteren Methoden finden sich Angaben bei Baumhauer [2]) und Sjöström [3]), deren Zusammenstellen mit den durch die Formiatmethode erreichten Resultate interessant sind.

| | Nach einmaliger Fällung mit: | Der im Filtrat bleibende Teil. | |
|---|---|---|---|
| | | Ni | Co |
| Baumhauer | Ammoniak | 73 % | 52 % |
| „ | Ammoniumsuccinat | 15 % | 69 % |
| „ | Natriumacetat | 82 % | 91 % |
| Sjöström | „ „ | 75—80 % | |
| Siehe oben | „ „ | 53 % | |
| Baumhauer | $BaCO_3$ in der Kälte | 92 % | 85 % |
| „ | $BaCO_3$ in der Wärme | 25 % | 44 % |
| Siehe oben | Ammoniumformiat | 96,5 % | 97,5 % |
| „ | „ „ | 95,6 % | |

[1]) In der Analyse XII wurde die 1:ste Fällung laut der Acetatmethode ausgeführt. Ni + Co, wurden in der ersten Eisenfällung laut der Formiatmethode ebenso wie bei den anderen Analysen bestimmt.

[2]) v. Baumhauer. Ref. in Zeitschr. f. Anal. Ch. 1871. S. 217.

[3]) l. c. [4]) Nur Co.

Während des Verlaufs der Versuche wurde bemerkt, dass die Trennung in den meisten Fällen nach zwei Fällungen mit Ammoniumformiat so vollständig war, dass es nicht gelang Nickel oder Kobalt in der Eisenfällung aufzuweisen, und *dass die Formiatmethode ebenso ausgezeichnet ist, wenn Nickel und Kobalt überwiegend sind, als wenn das Eisen die Hauptmasse des Analysenmateriales ausmacht.*

---

## Erklärung der Tafeln.

### Tafel I.

Fig. 1. Die ausgebauchte Brustseite des Hvittis-Meteoriten. Verkleinerung c:a $^1/_3$. — Fig. 2. Die von schwachberindeten kleinen Flächen abgestumpfte Kante zwischen der Vorderseite und der Rückseite des Meteoriten. — Fig. 3. Die aus Facetten zusammengesetzte Rückenseite des Meteoriten. — Fig. 2 und 3 Verkleinerung $^1/_3$.

### Tafel II.

Fig. 1. Schnitt durch die Oberfläche der Vorderseite des Meteoriten. Vergrösserung 31. — Fig. 2. Strukturbild. Enstatitkrystalle in Eisengrundmasse. Eisenreiche Partie des Meteoriten. Vergrösserung 44.

### Tafel III.

Fig. 1. In der Mitte Oligoklas. Die äusseren Teile der Figur werden von Enstatit und Nickeleisen eingenommen. Vergrösserung 54. — Fig. 2. Oligoklas mit Enstatit. Andeutungen zur radialstrahligen Anordnung der Enstatitsäulchen. Vergrösserung 35.

### Tafel IV.

Fig. 1. Oldhamit. Vergrösserung 140. — Fig. 2. Lamellen von Oligoklas. Nicols gekreuzt. Vergrösserung c:a 300. — Fig. 3. Eine Schreibersitreiche Partie eines Dünnschliffes von Hvittis. Die hellsten Körner sind Schreibersit, die etwas dunkleren sind Nickeleisen, der dunkle Hintergrund wird von Silikaten gebildet. Reflektiertes Licht. Vergrösserung c:a 30.

### Tafel V.

Fig. 1. Chonder von Enstatit und Nickeleisen. Vergrösserung 23. — Fig. 2. Chonder von Enstatit und Nickeleisen. Vergrösserung 23. — Beide Chondern sind von Hvittis.

### Tafel VI.

Fig. 1 bis 4 Geätzte Schlifflächen des Nickeleisens von Marjalahti in reflektiertem Lichte. — Fig. 1 und Fig. 2 Kleine, von Balken durchzogene

„Felder". Vergrösserung 15. — Fig. 3. Kamazit, Taenit und Plessit. Vergrösserung 140. — Fig. 4. Plessit vom Inneren eines Feldes. — Fig. 5. Ein zum Teil berindetes Stück von Marjalahti. Verkleinerung c:a $^1/_2$.

## Tafel VII.

Fig. 1. Geschliffene und kräftig geätzte Nickeleisenfläche von Marjalahti. Vergrösserung 4. — Fig. 2. Eine geätzte Schnittfläche des Meteoriten von Marjalahti. Vergrösserung 4.

## Tafel VIII.

I. Kartenskizze der Umgegend von Hvittis. Die äussere punktierte Linie bezeichnet das Gebiet, innerhalb welches das Getöse beim Falle des Meteoriten wahrgenommen wurde. Die innere Linie giebt die ungefährlichen Grenzen der Gegend an, wo das Schallphänomen am kräftigsten war. — II. Kartenskizze des südöstlichen Finnlands. — Die Ziffern auf den Karten bezeichnen die Orte, von welchen Mitteilungen über die Meteoritenfälle eingelaufen sind.



Fig. 1.



Fig. 2.

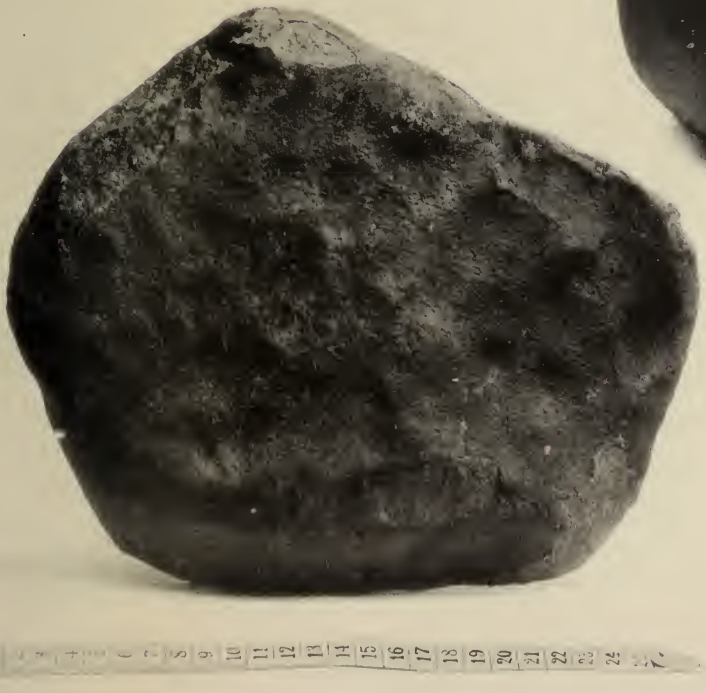


Fig. 3.

LJUSTRYCK G. ARVIDSSON, HELSINGFORS.

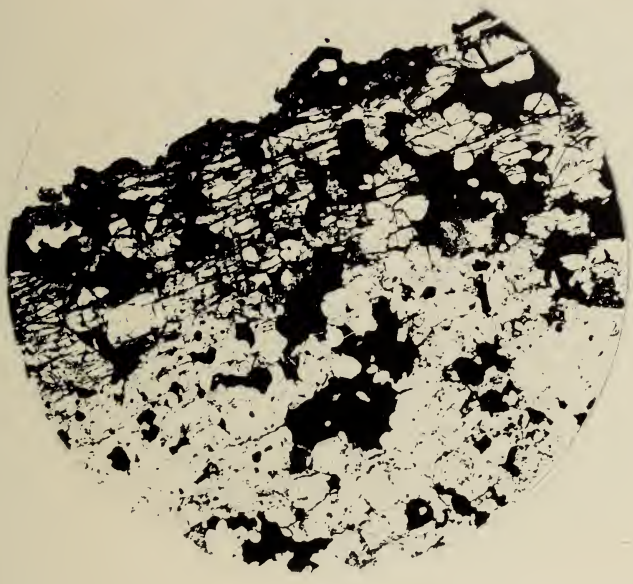


Fig. 1.

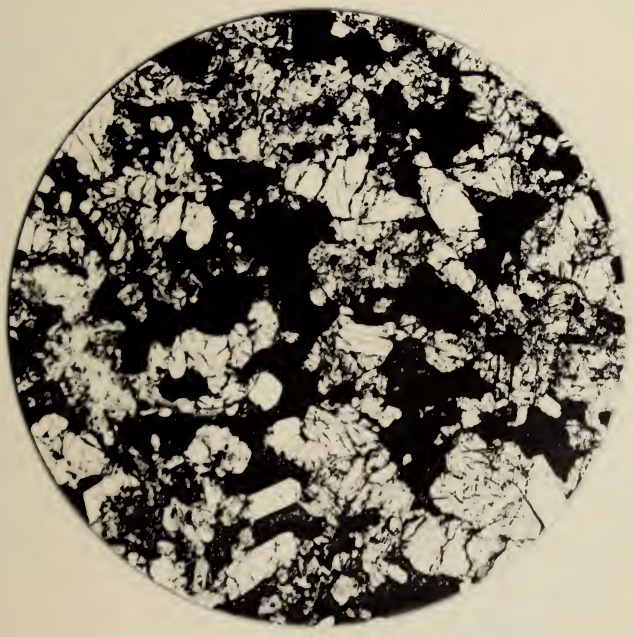


Fig. 2.

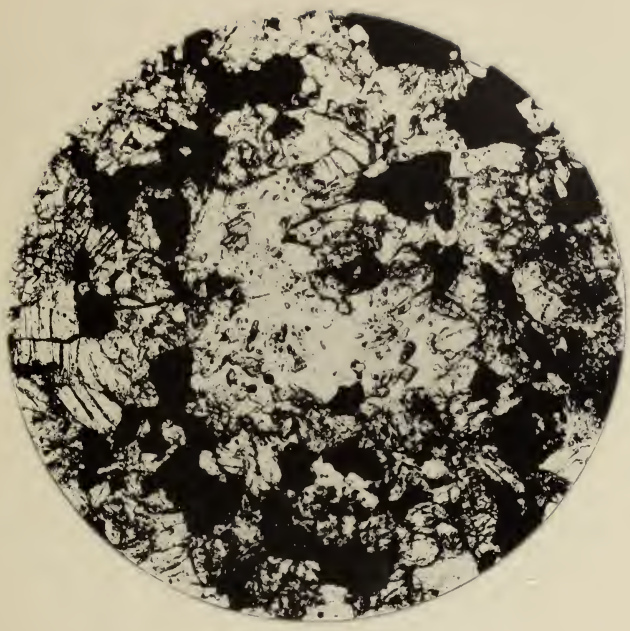


Fig. 1.

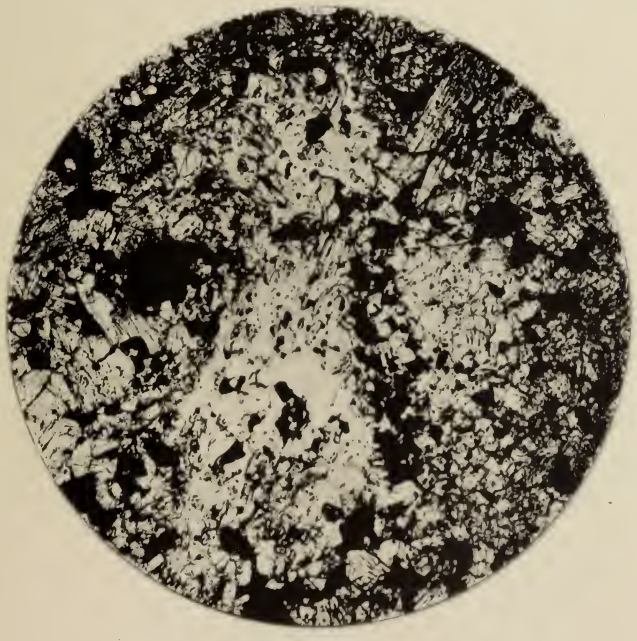


Fig. 2.

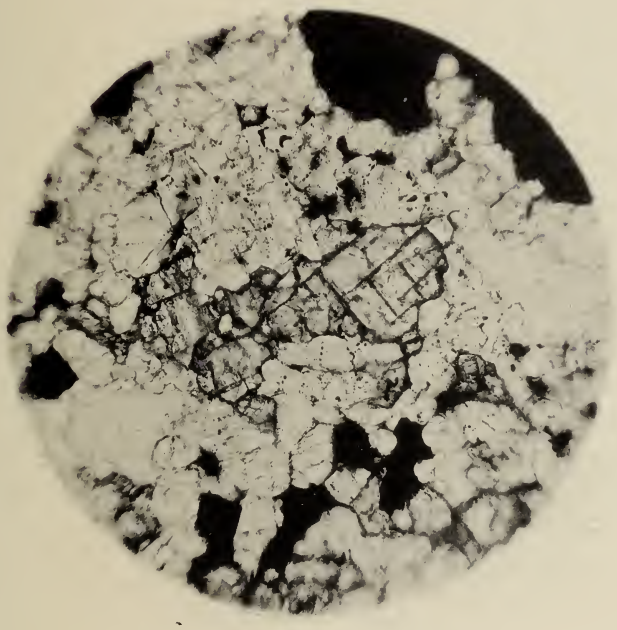


Fig. 1.

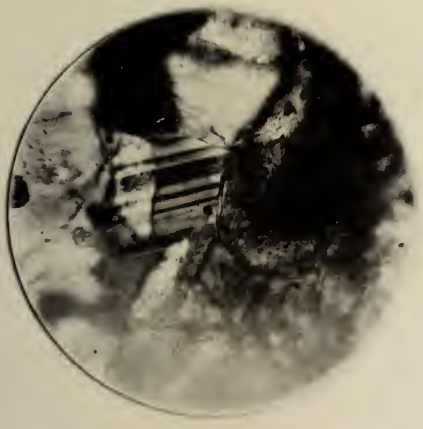


Fig. 2.



Fig. 3.

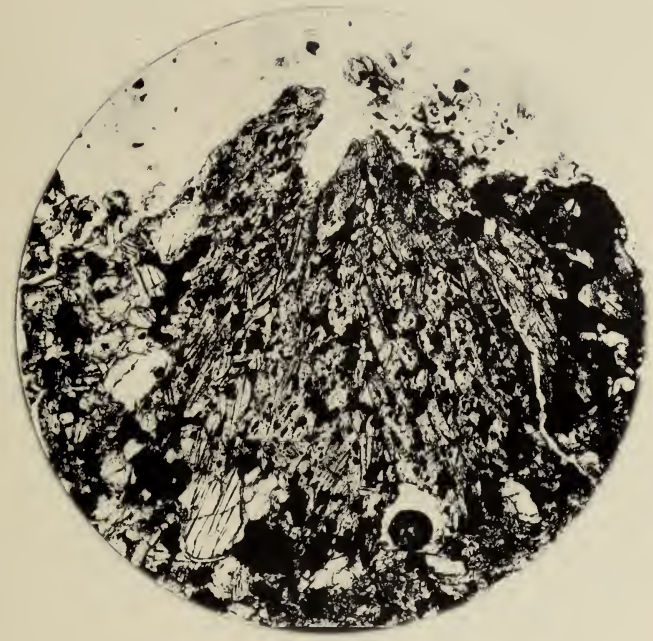


Fig. 1.

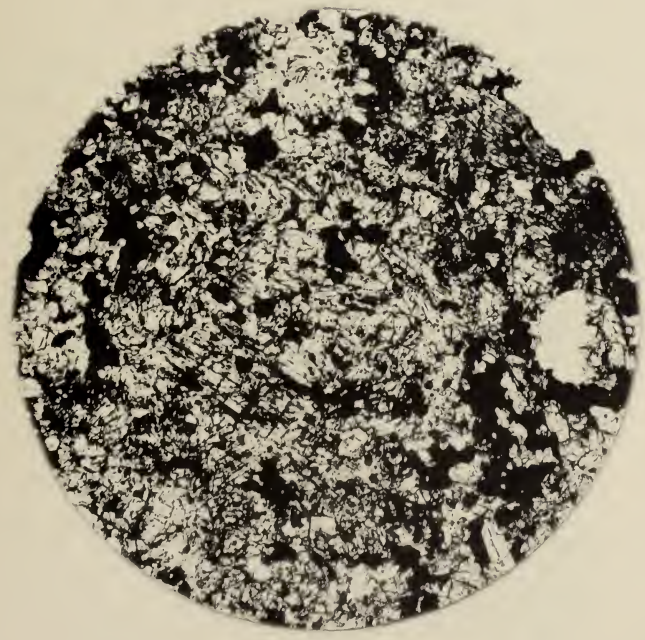


Fig. 2.



Fig. 1.



Fig. 2.

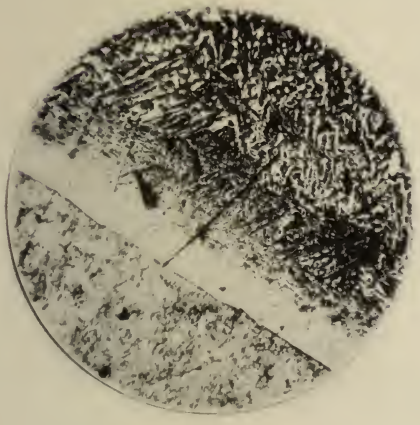


Fig. 3.

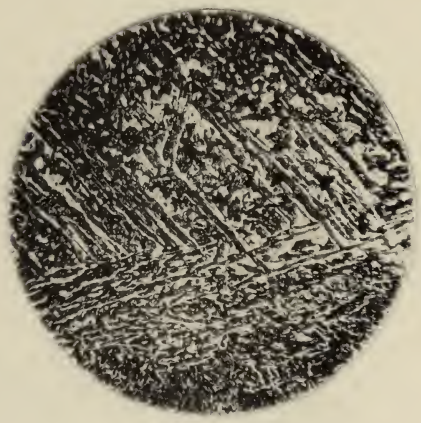


Fig. 4.



Fig. 5.

LJUSTRYCK A. ARVIDSON, HELSINGFORS

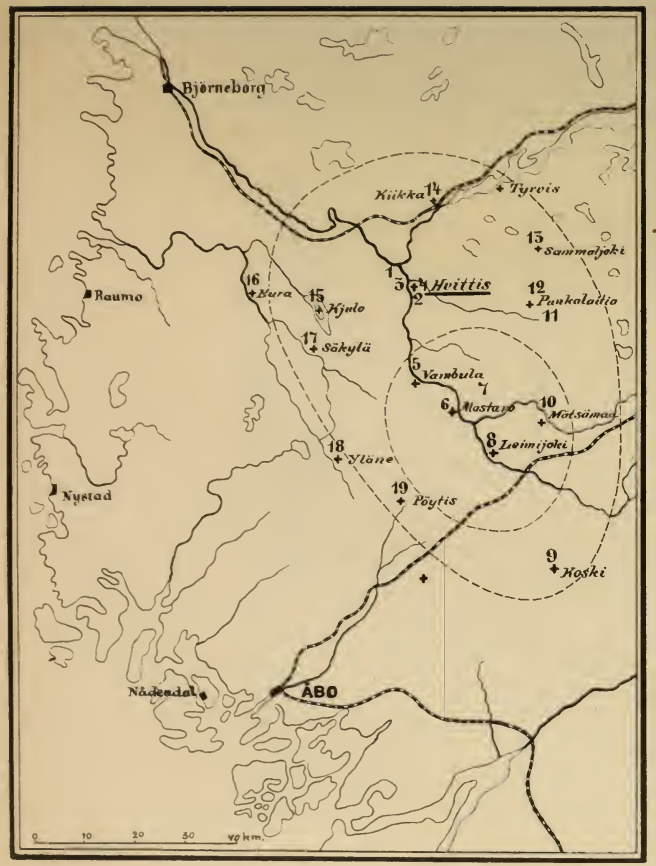


Fig. 1.

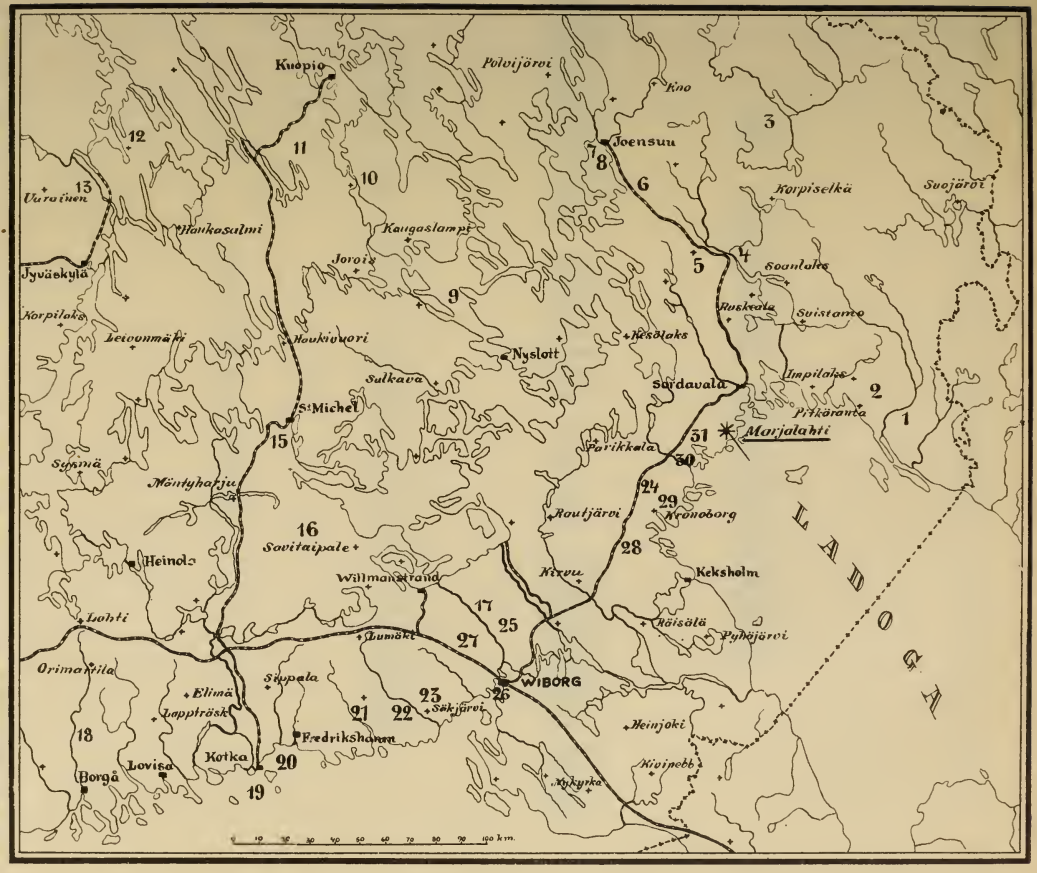


Fig. 2.

LJUSTRYCK G. ARVIDSSON, HELSINGFORS

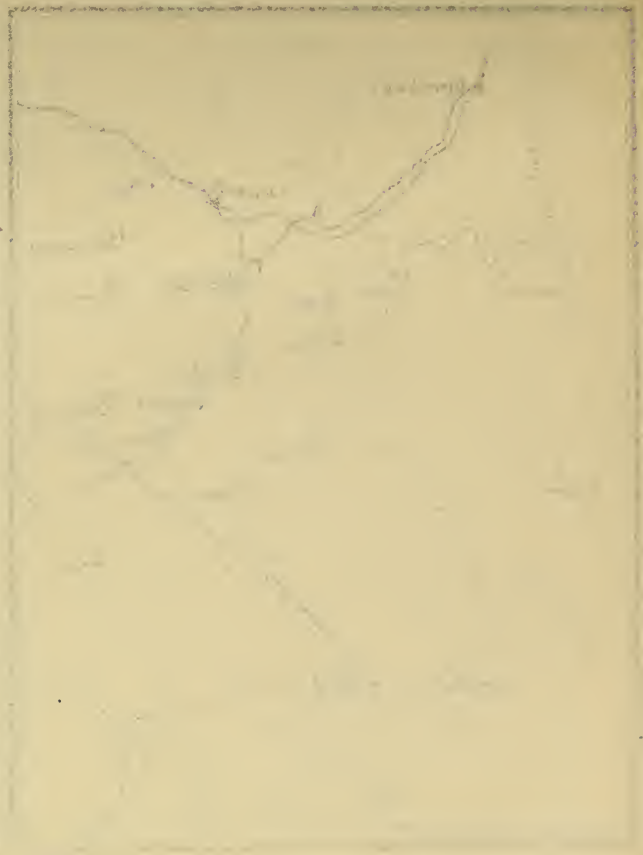



1. KARTENSKIZZE DER UMGEGEND VON HVITTIS.




2. KARTENSKIZZE DES SÜDÖSTLICHEN FINNLANDS, DIE LAGE VON MARJALAHTI ANGEBEND.





BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 15

# DIE CHEMISCHE BESCHAFFENHEIT

VON

# ERUPTIVGESTEINEN FINLANDS UND DER HALBINSEL KOLA

IM

# LICHTE DES NEUEN AMERIKANISCEN SYSTEMES

VON

**VICTOR HACKMAN**

---

MIT 3 TABELLEN

HELSINGFORS
FRENCKELLSKA TRYCKERI-AKTIEBOLAGET.
1905

# Vorwort.

Die vorliegende Abhandlung enthält eine Zusammenstellung beinahe sämtlicher Gesteinsanalysen, welche bisher von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola ausgeführt worden sind, sowie die Ausrechnungen einer „Norm" für jede Analyse nach dem Muster, welches die amerikanischen Petrographen *W. Cross, J. P. Iddings, L. V. Pirsson* und *H. S. Washington* in ihrer Publication „Quantitative classification of igneous rocks" aufgestellt haben. Hierdurch ist die Stellung für jedes der analysierten Gesteine in dem neuen amerikanischen Classificationssysteme bestimmt. Die Mehrzahl der zusammengestellten Analysen sind älteren Datums und finden sich auch mit ausgerechneter Norm in H. S. Washingtons 1903 erschienenen Abhandlung „Chemical analyses of igneous rocks" vor. Die in unserer Abhandlung gegebenen Ausrechnungen der Norm für diese älteren Analysen sind unabhängig von der Publication Washingtons ausgeführt und weichen auch mehr oder weniger von den dort angegebenen ab, doch immer nur unwesentlich. Diesen älteren Analysen ist der Verfasser in der glücklichen Lage 38 neue bisher noch nicht veröffentlichte hinzufügen zu können. Die Mehrzahl dieser neuen Analysen, nämlich 27 von ihnen, sind im chemischen Laboratorium der Geologischen Commission in Helsingfors im Laufe des Jahres 1904 von Fräulein Dr. *Naima Sahlbom* ausgeführt worden, und es ist mir deshalb eine angenehme Pflicht meiner Mitarbeiterin für ihre sorgfältig und zuverlässig ausgeführte Arbeit, durch welche ein so wertvoller Beitrag zu dieser meiner Zusammenstellung ermöglicht wurde, meinen herzlichen Dank auszudrücken. Die neuen Analysen sind zum grössten Teile dazu bestimmt, in die künftigen Beschreibungen der geologischen Untersuchung Finlands aufgenommen zu werden. Durch die Liebenswürdigkeit meines Freundes, des Directors der Geologischen Commis-

sion, *Dr. J. J. Sederholm,* sind mir die Resultate dieser neuen Analysen behufs vorläufiger Veröffentlichung in dem in der vorliegenden Arbeit sich ergebenden Zusammenhange zur Verfügung gestellt worden. Hierfür spreche ich ihm auch an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank aus.

Helsingfors, November 1904.

*Victor Hackman.*

# Einleitung.

Bekanntlich erschien im Jahre 1903 eine von den amerikanischen Petrographen *W. Cross, J. P. Iddings, S. V. Pirsson* und *H. S. Washington* in Buchform ausgegebene Arbeit „Quantitative classification of igneous rocks", welcher bald darauf die damit im Zusammenhang stehende Publication von *H. S. Washington* „Chemical analyses of igneous rocks" folgte. Den Inhalt dieser Abhandlungen, in denen ein vollständig ausgearbeitetes neues System für die Einteilung der Eruptivgesteine gegeben ist, ein System, welches sich in erster Linie auf die chemischen Eigenschaften dieser Gesteine stützt und den grossen Vorzug hat, quantitativ zu sein, setze ich hier als bekannt voraus.

Ein neues System für die Einteilung der Eruptivgesteine! Welcher Petrograph würde nicht ein solches zum mindesten mit lebhaftem Interesse begrüssen und vielleicht auch Hoffnungen daran knüpfen, endlich eine Rettung aus der Unzulänglichkeit der bisherigen schon all zu eng gewordenen Einteilungssysteme darin zu finden, der Unzulänglichkeit, ein stetig anwachsendes Material neuer Thatsachen und neuer Gesteinsbegriffe zu bewältigen und übersichtlich und gesetzmässig zu ordnen.

Es entsteht nun die Frage, in wie weit berechtigt das neue System der amerikanischen Petrographen zu diesen Hoffnungen, beseitigt es die Mängel der bisherigen Einteilungen, ist es berufen, endlich Klarheit in die immer verworrener zu werden drohende petrographische Nomenclatur zu bringen, und vor allem, ist es in jeder Hinsicht so befriedigend, das es Anwartschaft darauf hat, das petrographische Classificationssystem der nächsten Zukunft zu werden? Diese Frage hier kurzweg zu entscheiden, will ich mich keineswegs ermessen. Meine geringe Ansicht will ich hier nur dahin aussprechen, dass dieses System, so gross seine unverkennbaren und unbestrittenen Vorzüge auch sein mögen, dennoch Eigenschaf-

ten aufweist, welche vielleicht seinem siegreichen Durchdringen ein Hindernis entgegenstellen können.

Vor allem muss einjeder, der sich mit dem neuen Systeme auch nur flüchtig bekannt macht, sofort bemerken, dass dasselbe schon in so fern als ein Wagestück zu bezeichnen ist, als es eine vollständige Revolution in der petrographischen Nomenclatur mit sich bringt und mit dem Althergebrachten in schonungslos radikaler Weise aufräumt. Der Menschen Sinn ist im Allgemeinen conservativ, und mag man hierin etwas Tadelnswertes oder etwas Lobenswertes erblicken, so bleibt doch diese Thatsache bestehn und sie ist ein Factor, mit dem man rechnen muss. Wenn nun das Althergebrachte Berechtigung für sich hat, so ist der Wunsch es zu erhalten, nicht nur einer allgemein menschlichen Neigung entspringend sondern auch innerlich gerechtfertigt. Nun kann man doch wohl nicht leugnen, dass die bisherige Classification und Nomenclatur der Eruptivgesteine trotz ihrer vielen Mängel doch in ihren Grundprincipien auf einem natürlichen Grunde ruht und dass sie das Resultat einer allmählich vor sich gegangenen historischen Entwicklung ist, zu welcher Generationen von Forschern mit ihrer besten Geistesarbeit beigetragen haben. Es wird doch wohl niemand die natürliche Berechtigung von Begriffen wie z. B. Granit oder Nephelinsyenit, um einige wenige aus der Menge herauszugreifen, bezweifeln wollen, wenigstens nicht vom mineralogischen, structurellen und geologischen Gesichtspunkte aus. Suchen wir jedoch in dem neuen Systeme nach entsprechenden Namen für die genannten natürlichen Gesteinsgruppen, so werden wir solche nicht finden, sondern nur die Wahrnehmung machen, dass die einzelnen Glieder dieser Gruppen unter verschiedenen Namen in verschiedene Classificationsabteilungen verteilt sind. Einen gemeinsamen zusammenfassenden Namen für jede dieser natürlichen Gesteinsgruppen giebt uns das neue System nicht. Es ist eben ein hauptsächlich chemisches System, und vom chemischen Gesichtspunkte aus bezweifeln die Amerikaner mit Recht die Existens der genannten und ähnlichen Gruppen. Nur provisorisch und zum Gebrauch der Feldgeologen sind die alten Namen für die Gesteinsgruppen, aber auch stark reduciert und umgemodelt, beibehalten worden. Aber der Petrograph braucht die Begriffe und Namen der nach mineralogisch-structureller und geologisch-genetischer Hinsicht zusammengefassten natürlichen Gesteinsgruppen, er kann sie nicht entbehren und sich nicht allein mit chemischen Gruppen begnügen.

Die hier ausgesprochenen Gesichtspunkte dürften wohl im Wesentlichen die Abneigung erklären, welche sich meines Wissens und meiner Erfahrung nach bisher gegen die Annahme des neuen amerikanischen Systemes in der petrographischen Welt, wenigstens Europas, im allgemeinen bemerkbar gemacht hat. Dennoch möchte ich für meine Person mich nicht so vorbehaltslos auf die Seite der Abweisenden stellen, sondern mich auch nicht der Erkenntnis verschliessen, dass wir den amerikanischen Petrographen zu grossem Danke verpflichtet sind für den wichtigen Schritt vorwärts, den sie auf dem Wege zur Lösung der petrographischen Classifications- und Nomenclaturfrage gethan haben. Denn ihr grosses unverkennbares Verdienst ist vor allem, die quantitative Seite der Gesteinseinteilung betont und in den Vordergrund gestellt zu haben, und sie haben es durch ihr System ermöglicht, wenigstens die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine in quantitativ exacter Weise klarzulegen, und eine Vergleichung der Gesteine unter einander nach chemischen Gesichtspunkten ist gegen früher ganz wesentlich erleichtert.

Sollten wir nicht daher in Anerkennung dieser grossen Vorzüge, wenigstens wenn es gilt die chemische Seite der Gesteinseinteilung zu berücksichtigen, das neue System in praktische Anwendung bringen, gleichzeitig jedoch als hauptsächliche Basis für die allgemeine Einteilung der Eruptivgesteine nach wie vor mineralogische und structurelle Eigenschaften gelten lassen mit Anwendung der bisherigen Nomenclatur, soweit sie natürlich und berechtigt ist? Wen ich sage „mit Anwendung der bisherigen Nomenclatur" so will ich damit nicht sagen, dass wir uns mit dem Alten in unveränderter Form begnügen und alle Reformarbeit ruhen lassen sollten, sondern im Gegenteil müsste das Bestreben der nächsten Zukunft sein, die alte Classification und Nomenclatur so viel wie möglich quantitativ umzugestalten und so weit es thunlich eine Verschmelzung des alten mit dem neuen Systeme anzubahnen, in so fern dies innerhalb der Möglichkeitsgrenzen liegt. Bis auf weiteres wäre vielleicht schon viel gewonnen durch ein Nebenhergehen beider Systeme, das neue würde das alte in chemischer Hinsicht completieren. Dabei wäre Voraussetzung, dass wir in dem neuen Systeme die für den „Modus" und die Structur vorgeschlagenen Namensattribute resp. -prae- und -suffixe ohne Berücksichtigung lassen und nur die Namen der Gesteinsnormen in Anwendung bringen. Dass diese letzteren Namen keine nennenswerte Belastung des Gedächtnisses

bedeuten, darauf weist schon *H. S. Washington* *) hin. Er berechnet die Gesamtzal der neuen bisher vorgeschlagenen Namen auf 257. Diese Zahl könnte dadurch noch bedeutend reduciert werden, dass man für die ersten drei Klassen, Persalane, Dosalane und Salfemane, welche ja die grosse Mehrzal der Eruptivgesteine umfassen, von besonderen Namen für die einzelnen „Subrang"-abteilungen absieht und sich mit Hinzufügung der Adjective, welche das Verhältnis zwischen $K_2O$ und $Na_2O$ ausdrücken, zu den Namen der „Rang"-abteilungen begnügt. In entsprechender Weise könnte man auch mit den Do- und Perfemanen vereinfachend verfahren. Die auf diese Weise an Zahl noch bedeutend verminderten Namen für die Gesteinsnormen würden wir gleichsam als ein Ersatz für chemische Formeln für die Gesteine neben den alten mineralogisch-structurellen Namen anwenden.

Es liesse sich ja selbstverständlich noch Vieles sagen betreffend der hier nur angedeuteten Wege für eine verbesserte petrographische Nomenclatur, und ein weites Arbeitsfeld steht hier offen. Das hier in aller Kürze gesagte soll nur dazu dienen, die vorliegende Abhandlung zu motivieren, welche nur ein bescheidener Beitrag zur Beleuchtung der Anwendbarkeit des neuen amerikanischen Systemes sein soll. Wie im Vorworte bereits erwähnt ist, sind hier die Analysen von Eruptivgesteinen Finlands und der Habinsel Kola möglichst vollständig zusammengestellt. Von dem vorliegenden Materiale wurden einige wenige Analysen ausgeschlossen, welche sich für die Ausrechnung der Norm nicht eigneten, da $Fe_2O_3$ und FeO in ihnen nicht getrennt bestimmt waren. Dagegen sind der Vollständigkeit halber auch die Normen für derartige Analysen ausgerechnet, welche wegen allzu niedriger oder allzu hoher Gesamtsumme von *Washington* in seiner Zusammenstellung als „inferior" bezeichnet worden sind oder wären. In den beigefügten Tabellen sind jedoch die Nummern dieser Analysen in Klammern eingeschlossen. Ausser den Analysen von Eruptivgesteinen sind auch einige solche von Gesteinen mit berücksichtigt, welche nicht eruptiven Ursprunges sind oder bei welchen wenigstens Zweifel über einen solchen Ursprung walten können. Auch für derartige Gesteine lässt sich ja Norm und Stellung in dem amerikanischen Systeme berechnen und somit ihr chemischer Character quantitativ praecisieren.

---

*) H. S. Washington, Analyses of igneous rocks, pag. 50.

Die Anordnung des Inhaltes der vorliegenden Abhandlung ist in der Weise durchgeführt, dass zuerst in der „Zusammenstellung" die Ausrechnung der Norm für jede Analyse gegeben ist. Unter jeder Normausrechnung sind die Namen der Klasse, der Ordnung, des Ranges und Subranges des betreffenden Gesteines angegeben. Die dabei eingehaltene Reihenfolge der Gesteinsanalysen ersieht man aus der vorher angegebenen „Reihenfolge der Zusammenstellung". An die Zusammenstellung schliesst sich der Abschnitt „Anmerkungen" an, in welchem die für die einzelnen Analysen notwendigen Bemerkungen, insbesondere die Angaben des Mineralbestandes der zugehörigen Gesteine gegeben werden. Hierauf folgen die allgemeinen „Schlussbemerkungen". Aus den beigegebenen Tabellen für die drei ersten Gesteinsklassen ersieht man übersichtlich die Verteilung der analysierten Gesteine innerhalb dieser Klassen.

# ZUSAMMENSTELLUNG

## Reihenfolge der Zusammenstellung.

| N:o | | Analysiert von: |
|---|---|---|
| 1 | Rapakivigranit (Wiborger) von Pytterlaks | Struve. |
| 2 | „ „ „ „ | N. Sahlbom. |
| 3 | „ „ „ „ | Struve. |
| 4 | „ „ „ Simola | H. Berghell. |
| 5 | „ „ „ Dagö (errat. Block) | Schridde. |
| 6 | „ „ „ „ „ „ | v. Ungern-Sternberg. |
| 7 | „ „ „ Huovila | H. Berghell. |
| 8 | „ „ „ Simola | H. Berghell. |
| 9 | „ von Pitkäranta | I. G. Sundell. |
| 10 | „ „ Kivikulma (Pitkäranta) | A. Pettersson. |
| 11 | „ „ Nystad | N. Sahlbom. |
| 12 | „ „ Haraldsby, Åland | N. Sahlbom. |
| 13 | Granit von Walkeajärvenvaara, Ober-Torneå | G. Aminoff. |
| 14 | „ „ Hangö | I. G. Sundell. |
| 15 | „ „ Lörpys, Kuru | N. Sahlbom. |
| 16 | Granitgneis von Juuka | N. Sahlbom. |
| 17 | Mikroklingranit von Söderö, Wänö | H. Berghell. |
| 18 | Quarzporphyr von Hogland | Lemberg. |
| 19 | „ „ „ | Lemberg. |
| 20 | Granit von Marrasjärvi, Rovaniemi | N. Sahlbom. |
| 21 | „ „ Onas | N. Sahlbom. |
| 22 | Porphyrgranit von Karppi, Orihvesi | H. Berghell. |
| 23 | Granit von Aaavasaksa, Ober-Torneå | G. Aminoff. |
| 24 | Granitporphyr von Kerkelä-schacht, Hangasoja | N. Sahlbom. |
| 25 | Quarzporphyr von Kuntivaara, Kuusamo | N. Sahlbom. |
| 26 | Granit von Haidus, Nystad | N. Sahlbom. |
| 27 | „ „ Palois, Idensalmi | N. Sahlbom. |
| 28 | Kugelgranit von Virvik, Borgå | B. Frosterus. |
| 29 | Orthoklasporphyrit von Varvuejärvi, Teisko | H. Berghell. |
| 30 | Granit von Ukonvaara, Kuusamo | G. Aminoff. |
| 31 | Granitgneis v. d. Franziskagrube, Pitkäranta | H. Berghell. |
| 32 | Natrongranit von Suhankojärvi, Simo | N. Sahlbom. |
| 33 | Granitähnl. Gestein von Föglö, Åland | H. Berghell. |
| 34 | Quarzdiorit von Sassi | I. G. Sundell. |
| 35 | Granitgneis von Ivalojoki, finn. Lappland | N. Sahlbom. |

| N:o | | Analysiert von: |
|---|---|---|
| 36 | Natronminette von Autionsaari, Tavajärvi, Kuusamo | N. Sahlbom. |
| 37 | Uralitporphyrit von Koijärvi, Urdiala | Forsberg. |
| 38 | „ „ Pikonkorpi, Kalvola | N. Sahlbom. |
| 39 | Gabbro, quarzhaltig, von Usmi, Hyvinge | N. Sahlbom. |
| 40 | „ „ „ Vallo, Nd.-Torneå | N. Sahlbom. |
| 41 | Diabas von Simola | H. Berghell. |
| 42 | „ „ Kivakka, Oulangansuu, russ. Karelien | G. Aminoff. |
| 43 | Uralitgabbro von Nuljuvaara, Rovaniemi | N. Sahlbom. |
| 44 | Diabasmandelstein von Kalliokoski, Tervola | N. Sahlbom. |
| 45 | Uralitdiabas von Kemi | N. Sahlbom. |
| 46 | Gabbro (Diabas) von Arvolas Steinbruch, Hyvinge | N. Sahlbom. |
| 47 | Amphibolit von Oravaisensaari, Nd.-Torneå | N. Sahlbom. |
| 48 | Diorit (Gabbrodiorit) von Kiiskinkylä, Hogland | Lemberg. |
| 49 | Diabas, umgewandelter von Impilaks | H. Berghell. |
| 50 | „ von Föglö, Åland | H. Berghell. |
| 51 | „ (feinkörn. Labradorporphyrit) von Föglö, Åland | H. Berghell. |
| 52 | Uralitdiabas von Herajärvi, Juuka | N. Sahlbom. |
| 53 | Trapp von Laanila, Enare, finn. Lappland | N. Sahlbom. |
| 54 | Diabas von Nystad | Hj. Gylling. |
| 55 | Ijolith, mittelkörnig, von Iivaara, Kuusamo | N. Sahlbom. |
| 56 | „ sehr nephelinreich, von Iivaara, Kuusamo | A. Zilliacus. |
| 57 | „ feinkörnig, von Iivaara, Kuusamo | N. Sahlbom. |
| 58 | „ mittelkörnig, von Iivaara, Kuusamo | H. Berghell. |
| 59 | Natronsussexit von Penikkavaara, Ivaaramassiv | M. Dittrich. |
| 60 | Essexit von Penikkavaara, Iivaaramassiv | A. Zilliacus. |
| 61 | Pyroxensyenit von Ahvenvaara, Iivaaramassiv | N. Sahlbom. |
| 62 | Pyroxenapatitsyenit von Ahvenvaara, Ivaaramassiv | N. Sahlbom. |
| 63 | Cancrinitsyenit von Pyhäkuru, Kuolajärvi | I. G. Sundell. |
| 64 | Nephelinporphyr von Pyhäkuru, Kuolajärvi | I. G. Sundell. |
| 65 | Nephelinsyenit von Tschasnatschorr, Umptek. Hbisl. Kola | F. Eichleiter. |
| 66 | „ v. d. Rabotspitze, „ „ „ | V. Hackman. |
| 67 | „ von Tuoljlucht, „ „ „ | H. Berghell. |
| 68 | „ von Poutelitschorr, „ „ „ | F. Eichleiter. |
| 69 | Tinguait von Njurjavrpachk, „ „ „ | K. Kjellin. |
| 70 | Nephelinporphyr von Wudjavrtschorr, „ „ „ | V. Hackman. |
| 71 | Ijolith von Kaljokthal, „ „ „ | H. Berghell. |
| 72 | Theralith von Tachtarwum, „ „ „ | F. Eichleiter. |
| 73 | Angitporphyrit von Poutelitschorr, „ „ „ | H. Berghell. |
| 74 | Umptekit von Umpjavr, Hbisl. Kola | W. Petersson. |
| 75 | Granit von Lestivare, Umptek, Hbisl. Kola | H. Berghell. |
| 76 | Lujavrit von Angwundas, Lujavr-Urt, Hbisl. Kola | H. Berghell. |
| 77 | Eudialytlujavrit von Tsutsknjun, Lujavr-Urt Hbisl. Kola | W. Petersson. |
| 78 | Eudialytlamprophyllitlujavrit von Angwundas, L.-U., Hbisl. Kola | H. Berghell. |
| 79 | Lujavrit, sehr ägirinreich, von Angwundas, L.-U., Hbisl. Kola | A. Zilliacus. |
| 80 | Lamprophyllitlujavrit von Angwundas, L.-U., Hbisl. Kola | H. Blankett. |
| 81 | Tavit von Tavajokthal, Lujavr-Urt, Hbisl. Kola | H. Blankett. |

| N:o | | Analysiert von: |
|---|---|---|
| 82 *a*<br>82 *b*<br>82 *c* | Urtit von Lujavr-Urt, Hbisl. Kola . . . . . | A. Zilliacus.<br>W. Petersson.<br>N. Sahlbom. |
| 83 | Pikritporphyrit von Kietknjun, Lujavr-Urt, Hbisl. Kola . . . | W. Petersson. |
| 84* | Granulit von Enare, finnisches Lappland . . . . . | N. Sahlbom. |
| 85* | „ typischer, von Ivalo, finn. Lappland . . . . . | N. Sahlbom. |
| 86* | Granulitgneis von finn. Lappland . . . . . | N. Sahlbom. |
| 87* | Laanilit von Laanila, finn. Lappland . . . . . | N. Sahlbom. |
| 88* | Porphyritoid von Löytökorpi, Kankaanpää . . . . . | H. Berghell. |
| 89* | Imandrit von Umptek, Halbinsel Kola . . . . . | H. Berghell. |
| 90* | Hypersthencordierithornfels von Umptek, Hbisl. Kola . . . | V. Hackman. |
| 91 | Olivinstrahlsteinsfels von Kuakrisnjark, Umptek . . . . . | H. Blankett. |

*Anm.:* Die mit * versehenen Ziffern besagen, dass das betreffende Gestein nicht, oder nicht ganz zweifellos, rein eruptiven Ursprunges ist.

N:o 1. **Rapakivi-granit** (Wiborger) von Pytterlaks

anal. Struve.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 77.71 | 1.295 | | 288 | 180 | 8 | | | 43 | 776 |
| $TiO_2$ | 0.48 | .006 | 6 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 10.13 | .099 | | 48 | 30 | 4 | 17 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.41 | .009 | | | | | | 9 | | |
| FeO | 2.15 | .030 | 6 | | | | | 9 | 15 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 0.21 | .004 | | | | 4 | | | | |
| MgO | 1.13 | .028 | | | | | | | 28 | |
| $Na_2O$ | 1.85 | .030 | | | 30 | | | | | |
| $K_2O$ | 4.50 | .048 | | 48 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.46 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.03 | | | | | | | | | |

**Norm:** *)

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 46.50 % | Q = 46.6 | | |
| Orthoklas | — or = 26.69 „ | | | |
| Albit | — ab = 15.82 „ | F = 43.5 | Sal = 91.8 | |
| Anorthit | — an = 1.11 „ | | | |
| Corund | — C = 1.73 „ | C = 1.7 | | |
| Hypersthen | — hy = 4.78 „ | P = 4.8 | Fem = 7.8 | |
| Magnetit | — mt = 2.09 „ | M = 3.0 | | |
| Ilmenit | — il = 0.91 „ | | | |

Klasse I: Ordnung 3: Rang 1: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{91.8}{7.8} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{46.6}{43.5} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{78}{4} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{48}{30} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

| *Persalan* | *Columbar* | *Alaskas* | *Alaskos* |
|---|---|---|---|
| | quarfelisch | peralkalisch | sodipotassisch |

*) Der wirkliche Mineralbestand der Gesteine (die hier gegebenenen „Normen" bezeichnen nur den ideellen) ist unter den entsprechenden Nummern des Abschnittes „Anmerkungen" angegeben.

## N:o 2. **Rapakivi-granit** (Wiborger) von Pytterlaks

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 75.81 | 1.264 | | 354 | 222 | 28 | | 18 | 16 | 626 |
| $TiO_2$ | 0.32 | .004 | 4 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 11.22 | .110 | | 59 | 37 | 14 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.86 | .006 | | | | | 6 | | | |
| FeO | 1.91 | .026 | 4 | | | | 6 | 6 | 10 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 1.25 | .023 | | | | 14 | | 9 | | |
| MgO | 0.34 | .009 | | | | | | 3 | 6 | |
| $Na_2O$ | 2.27 | .037 | | | 37 | | | | | |
| $K_2O$ | 5.49 | .059 | | 59 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.40 | | | | | | | | | |
| Summa | 99.87 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 37.6 % | Q = 37.6 | | |
| Orthoklas | — or = 32.8 „ | F = 56.1 | Sal = 93.7 | |
| Albit | — ab = 19.4 „ | | | |
| Anorthit | — an = 3.9 „ | | | |
| Diopsid | — di = 2.1 „ | P = 4.0 | Fem = 6.0 | |
| Hypersthen | — hy = 1.9 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 1.4 „ | M = 2.0 | | |
| Ilmenit | — il = 0.6 „ | | | |
| | 99.7 % | | | |

Klasse I: Ordnung 3: Rang 2: Subrang 3:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{93.7}{6.0} > \frac{7}{1} \qquad \frac{Q}{F} = \frac{37.6}{56.1} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5} \qquad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{96}{14} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \qquad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{59}{37} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

| | | | |
|---|---|---|---|
| *Persalan* | *Columbar* | *Alsbachas* | *Tehamos* |
| | quarfelisch | domalkalisch | sodipotassisch |

N:o 3. **Rapakivi-granit** (Wiborger) von Pytterlaks

anal. Struve.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 75.06 | 1.251 | | 402 | 252 | 12 | | 24 | 3 | 558 |
| $TiO_2$ | 0.36 | .005 | 5 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 11.70 | .113 | | 67 | 42 | 6 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.04 | .006 | | | | | 6 | | | |
| FeO | 1.57 | .022 | 5 | | | | 6 | 8 | 2 | |
| CaO | 1.01 | .018 | | | | 6 | | 12 | | |
| MgO | 0.19 | .005 | | | | | | 4 | 1 | |
| $Na_2O$ | 2.56 | .042 | | | 42 | | | | | |
| $K_2O$ | 6.25 | .067 | | 67 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.63 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.37 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 33.06 % | Q = 33.1 | | |
| Orthoklas | — or = 37.25 „ | | | |
| Albit | — ab = 21.48 „ | F = 60.7 | Sal = 93.8 | |
| Anorthit | — an = 1.95 „ | | | |
| Diopsid | — di = 2.50 „ | P = 3.2 | | |
| Hypersthen | — hy = 0.73 „ | | Fem = 5.4 | |
| Magnetit | — mt = 1.39 „ | M = 2.2 | | |
| Ilmenit | — il = 0.76 „ | | | |
| | 99.12 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 1: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{93.8}{5.4} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{31.1}{60.7} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{108}{6} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{67}{42} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

| *Persalan* | *Britannar* | *Liparas* | *Liparos* |
|---|---|---|---|
| | quardofelisch | peralkalisch | sodipotassisch |

N:o 4. **Rapakivi-granit** (Wiborger) von Simola

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 71.53 | 1.192 | 426 | 270 | 36 | | 40 | 13 | 407 |
| $Al_2O_3$ | 13.70 | .134 | 71 | 45 | 18 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.79 | .011 | | | | 11 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.34 | .032 | | | | 11 | 13 | 8 | |
| CaO | 2.08 | .038 | | | 18 | | 20 | | |
| MgO | 0.48 | .012 | | | | | 7 | 5 | |
| $Na_2O$ | 2.82 | .045 | | 45 | | | | | |
| $K_2O$ | 6.71 | .071 | 71 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.34 | | | | | | | | |
| Summa | 101.79 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 24.42 % | Q = 24.4 | | |
| Orthoklas | — or = 39.48 „ | | | |
| Albit | — ab = 23.58 „ | F = 68.1 | Sal = 92.5 | |
| Anorthit | — an = 5.00 „ | | | |
| Diopsid | — di = 4.74 „ | P = 6.3 | | |
| Hypersthen | — hy = 1.56 „ | | Fem = 8.9 | |
| Magnetit | — mt = 2.55 „ | M = 2.6 | | |
| | 101.33 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{92.5}{8.9} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{24.4}{68.1} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{116}{18} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{71}{45} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Toscanos* sodipotassisch

N:o 5. **Rapakivi-granit** (Wiborger) aus errat. Block auf Insel Dagö, Esthland

anal. Schridde.

| | % | Mol. | ap | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 71.01 | 1.182 | | 192 | 252 | 4 | | | 27 | 709 |
| $TiO_2$ | | | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 11.86 | .116 | | 32 | 42 | 2 | 40 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.92 | .024 | | | | | | 24 | | |
| FeO | 2.34 | .032 | | | | | | 24 | 8 | |
| CaO | 1.24 | .022 | 20 | | | 2 | | | | |
| MgO | 0.26 | .007 | | | | | | | 19 | |
| $Na_2O$ | 2.59 | .042 | | | 42 | | | | | |
| $K_2O$ | 3.02 | .032 | | 32 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.85 | .005 | 6 | | | | | | | |
| $CO_2$ | 0.09 | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.93 | | | | | | | | | |
| Summa | 98.11 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 42.54 % | Q = 42.5 | | |
| Orthoklas | — or = 17.79 „ | | | |
| Albit | — ab = 22.01 „ | F = 40.9 | Sal = 87.5 | |
| Anorthit | — an = 1.11 „ | | | |
| Corund | — C = 4.08 „ | C = 4.1 | | |
| Hypersthen | — hy = 2.96 „ | P = 3.0 | | |
| Magnetit | — mt = 5.57 „ | M = 5.6 | Fem = 10.3 | |
| Apatit | — ap = 1.68 „ | A = 1.7 | | |
| | 97.74 % | | | |

Klasse I: Ordnung 3: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{87.5}{10.3} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{40.5}{40.9} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{74}{22} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{32}{42} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

| | | | |
|---|---|---|---|
| *Persalan* | *Columbar* | *Alsbachas* | *Tehamos* |
| | quarfelisch | domalkalisch | sodipotassisch |

N:o 6. **Rapakivi-granit** (Wiborger) aus errat. Block auf der Insel Dagö, Esthland

anal. Ungern—Sternberg.

| | % | Mol. | il | ap | fr | or | ab | an | C | mt | hm | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 70.33 | 1.172 | | | | 198 | 234 | 60 | | | | 8 | 666 |
| $TiO_2$ | 1.03 | .013 | 13 | | | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 11.82 | .116 | | | | 33 | 39 | 30 | 14 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.73 | .023 | | | | | | | | 17 | 6 | 3 | |
| FeO | 2.38 | .033 | 13 | | | | | | | 17 | | | |
| CaO | 2.55 | .043 | | 13 | | | | 30 | | | | | |
| MgO | 0.20 | .005 | | | | | | | | | | 5 | |
| $Na_2O$ | 2.41 | .039 | | | | | 39 | | | | | | |
| $K_2O$ | 3.08 | .033 | | | | 33 | | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.53 | .004 | | 4 | | | | | | | | | |
| $CO_2$ | 0.13 | .003 | | | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.38 | | | | | | | | | | | | |
| $CaFl_2$ | 0.28 | .004 | | 1 | 3 | | | | | | | | |
| Summa | 99.85 | | | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 39.96 % | Q = 40.0 | | |
| Orthoklas | — or = 18.35 „ | F = 47.1 | Sal = 88.5 | |
| Albit | — ab = 20.44 „ | | | |
| Anorthit | — an = 8.34 „ | | | |
| Corund | — C = 1.43 „ | C = 1.4 | | |
| Hypersthen | — hy = 0.90 „ | P = 0.9 | | Fem = 9.4 |
| Magnetit | — mt = 3.94 „ | M = 6.9 | | |
| Ilmenit | — il = 1.98 „ | | | |
| Hämatit | — hm = 0.96 „ | | | |
| Apatit | — ap = 1.34 „ | A = 1.6 | | |
| Fluorit | — fr = 0.23 „ | | | |
| | 97.87 % | | | |

| Klasse I: | Ordnung 3: | Rang 2: | Subrang 3: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{88.5}{9.4} > \frac{7}{1}$ | $\frac{Q}{F} = \frac{40}{47.1} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{72}{30} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{33}{39} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ |
| *Persalan* | *Columbar* quarfelisch | *Alsbachas* domalkalisch | *Tehamos* sodipotassisch |

N:o 7. **Rapakivi-granit** (Wiborger) von Huovila, Säkkijärvi

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 69.52 | 1.159 | 402 | 330 | 30 | | 56 | 39 | 302 |
| $Al_2O_3$ | 14.04 | .137 | 67 | 55 | 15 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.34 | .002 | | | | 2 | | | |
| FeO | 4.42 | .061 | | | | 2 | 25 | 34 | |
| CaO | 2.40 | .043 | | | 15 | | 28 | | |
| MgO | 0.32 | .008 | | | | | 3 | 5 | |
| $Na_2O$ | 3.40 | .055 | | 55 | | | | | |
| $K_2O$ | 6.25 | .067 | 67 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.52 | | | | | | | | |
| Summa | 101.52 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 18.12 % | Q = 18.1 | | |
| Orthoklas | — or = 37.25 „ | | | |
| Albit | — ab = 28.82 „ | F = 70.2 | Sal = 88.4 | |
| Anorthit | — an = 4.17 „ | | | |
| Diopsid | — di = 6.85 „ | | | |
| Hypersthen | — hy = 4.99 „ | P = 11.8 | Fem = 12.3 | |
| Magnetit | — mt = 0.46 „ | M = 0.5 | | |
| | 100.66 % | | | |

| Klasse I: | Ordnung 4: | Rang 1: | Subrang 3: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{88.4}{12.3} > \frac{7}{1}$ | $\frac{Q}{F} = \frac{18.1}{70.2} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{122}{15} > \frac{7}{1}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{67}{55} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ |
| *Persalan* | *Britannar* quardofelisch | *Liparas* peralkalisch | *Liparos* sodipotassich |

N:o 8. **Rapakivi-granit** (Wiborger) von Simola

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 66.95 | 1.116 | 162 | 426 | 98 | | 16 | 31 | 383 |
| $Al_2O_3$ | 15.03 | .147 | 27 | 71 | 49 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.14 | .013 | | | | 13 | | | |
| FeO | 3.23 | .047 | | | | 13 | 6 | 25 | |
| CaO | 3.22 | .057 | | | 49 | | 8 | | |
| MgO | 0.33 | .008 | | | | | 2 | 6 | |
| $Na_2O$ | 4.43 | .071 | | 71 | | | | | |
| $K_2O$ | 2.46 | .027 | 27 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.39 | | | | | | | | |
| Summa | 98.18 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 22.98 % | Q = 23.0 | | |
| Orthoklas | — or = 15.01 „ | | Sal = 88.8 | |
| Albit | — ab = 37.20 „ | F = 65.8 | | |
| Anorthit | — an = 13.62 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 3.02 „ | M = 3.0 | | |
| Diopsid | — di = 1.92 „ | | Fem = 8.8 | |
| Hypersthen | — hy = 3.90 „ | P = 5.8 | | |
| | 97.65 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 4:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{88.8}{8.8} > \frac{7}{1} \quad \frac{Q}{F} = \frac{23.0}{65.8} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \quad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{98}{49} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \quad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{27}{71} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Lassenos* dosodisch

N:o 9. **Rapakivi-granit** von Pitkäranta

anal. I. G. Sundell.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 75.26 | 1.254 | | 360 | 258 | 24 | | | 13 | 599 |
| $TiO_2$ | 0.25 | .003 | 3 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 12.71 | .125 | | 60 | 43 | 12 | 10 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.97 | .006 | | | | | | 6 | | |
| FeO | 1.11 | .015 | 3 | | | | | 6 | 6 | |
| MnO | 0.02 | .000 | | | | | | | | |
| CaO | 0.66 | .012 | | | | 12 | | | | |
| MgO | 0.29 | .007 | | | | | | | 7 | |
| $K_2O$ | 2.65 | .043 | | | 43 | | | | | |
| $Na_2O$ | 5.56 | .060 | | 60 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.04 | .000 | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.89 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.41 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 35.94 % | Q = 35.9 | | |
| Orthoklas | — or = 33.36 „ | F = 59.2 | Sal = 96.1 | |
| Albit | — ab = 22.53 „ | | | |
| Anorthit | — an = 3.34 „ | | | |
| Corund | — C = 1.02 „ | C = 1.0 | | |
| Hypersthen | — hy = 1.49 „ | P = 1.5 | Fem = 3.4 | |
| Magnetit | — mt = 1.39 „ | M = 1.9 | | |
| Ilmenit | — il = 0.46 „ | | | |
| | 99.53 % | | | |

Klasse I: Ordnung 3: Rang 1: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{96.1}{3.4} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{35.9}{59.2} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{103}{12} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{43}{60} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Columbar* quarfelisch *Alaskas* peralkalisch *Alaskos* sodipotassisch

N:o 10. **Rapakivi-granit** von Kivikulma (Pitkäranta)

anal. A. Pettersson.

| | % | Mol. | ab | ac | mt | di | hy | ol | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 76.15 | 1.269 | 486 | 96 | | 18 | 9 | 5 | 655 |
| $Al_2O_3$ | 8.29 | .081 | 81 | | | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 5.04 | .031 | | 24 | 7 | | | | |
| FeO | 2.40 | .033 | | | 7 | 8 | 8 | 10 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | |
| CaO | 0.52 | .009 | | | | 9 | | | |
| MgO | 0.07 | .002 | | | | 1 | 1 | | |
| $Na_2O$ | ? 6.50 | .105 | 81 | 24 | | | | | |
| $K_2O$ | ? Sp. | | | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | |
| $CO_2$ | 1.15 | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.03 | | | | | | | | |
| Summa | 100.15 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 39.30 % | Q = 39.3 | } Sal = 81.7 | |
| Albit | — ab = 42.44 „ | F = 42.4 | | |
| Acmit | — ac = 11.09 „ | | | |
| Diopsid | — di = 2.20 „ | P = 14.5 | | } Fem = 17.1 |
| Hypersthen | — hy = 1.16 „ | | | |
| Olivin | — ol = 1.02 „ | O = 1.0 | | |
| Magnetit | — mt = 1.42 „ | M = 1.6 | | |
| | 98.83 % | | | |

Klasse II: Ordnung 3: Rang 1: Subrang 5:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{81.7}{17.1} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{39.3}{42.4} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{81}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{0}{81} < \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Hispanar* quarfelisch *Varingas* peralkalisch persodisch

N:o 11. **Rapakivi-granit** von Nystad

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 68.79 | 1 147 | | 438 | 288 | 40 | | 6 | | 339 |
| $TiO_2$ | 0.38 | .005 | 5 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 14.44 | .141 | | 73 | 48 | 20 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.61 | .010 | | | | | 10 | | | |
| FeO | 3.01 | .042 | 5 | | | | 10 | 2 | 25 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 1.33 | .023 | | | | 20 | | 3 | | |
| MgO | 0.49 | .012 | | | | | | 1 | 11 | |
| $Na_2O$ | 2.95 | .048 | | | 48 | | | | | |
| $K_2O$ | 6.85 | .073 | | 73 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.50 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.35 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 20.34 % | Q = 20.3 | | |
| Orthoklas | — or = 40.59 „ | F = 71.3 | Sal = 91.6 | |
| Albit | — ab = 25.15 „ | | | |
| Anorthit | — an = 5.56 „ | | | |
| Diopsid | — di = 0.71 „ | P = 5.1 | Fem = 8.2 | |
| Hypersthen | — hy = 4.40 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 2.32 „ | M = 1.1 | | |
| Ilmenit | — il = 0.66 „ | | | |
| | 99.90 % | | | |

Klasse I: $\frac{Sal}{Fem} = \frac{91.6}{8.2} > \frac{7}{1}$ *Persalan*

Ordnung 4: $\frac{Q}{F} = \frac{20.3}{71.3} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ *Britannar* quardofelisch

Rang 2: $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{121}{20} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ *Toscanas* domalkalisch

Subrang 3: $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{73}{48} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ *Toscanos* sodipotassich

N:o 12. **Rapakivi-granit** von Haraldsby, Saltvik, Åland

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 70.56 | 1.176 | | | 312 | 312 | 34 | | 26 | 20 | 472 |
| $TiO_2$ | 0.44 | .006 | 6 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 12.27 | .121 | | | 52 | 52 | 17 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.74 | .017 | | | | | | 17 | | | |
| FeO | 2.93 | .040 | 6 | | | | | 17 | 7 | 11 | |
| MnO | 0.14 | .001 | | | | | | | | | |
| CaO | 1.87 | .034 | | 3 | | | 17 | | 14 | | |
| MgO | 0.65 | .016 | | | | | | | 7 | 9 | |
| $Na_2O$ | 3.20 | .052 | | | | 52 | | | | | |
| $K_2O$ | 4.92 | .052 | | | 52 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.13 | 1 | | 1 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.60 | | | | | | | | | | |
| Summa | 100.45 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 28.32 % | Q = 28.3 | | |
| Orthoklas | — or = 28.91 „ | F = 60.9 | Sal = 89.2 | |
| Albit | — ab = 27.25 „ | | | |
| Anorthit | — an = 4.73 „ | | | |
| Diopsid | — di = 3.25 „ | P = 5.6 | Fem = 11.1 | |
| Hypersthen | — hy = 2.35 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 3.94 „ | M = 5.2 | | |
| Ilmenit | — il = 0.91 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 99.97 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{89.2}{11.1} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{28.3}{60.9} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{104}{17} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{52}{52} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Toscanos* sodipotassisch

N:o 13. **Granit** von Walkeajärvenvaara, Ober-Torneå

anal. Gust. Aminoff.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | mt | hm | C | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 74.20 | 1.220 | | | 402 | 240 | 22 | | | | 8 | 548 |
| $TiO_2$ | 0.13 | .001 | 1 | | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 12.16 | .120 | | | 67 | 40 | 11 | | | 2 | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.04 | .006 | | | | | | 2 | 4 | | | |
| FeO | 0.16 | .003 | 1 | | | | | 2 | | | | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | | | |
| CaO | 0.80 | .014 | | 3 | | | 11 | | | | | |
| MgO | 0.31 | .008 | | | | | | | | | 8 | |
| $Na_2O$ | 2.48 | .040 | | | | 40 | | | | | | |
| $K_2O$ | 6.33 | .067 | | | 67 | | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.09 | .001 | | 1 | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.58 | | | | | | | | | | | |
| Summa | 98.27 | | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 32.88 % | Q = 32.9 | | |
| Orthoklas | — or = 37.25 „ | | | |
| Albit | — ab = 20.96 „ | F = 61.3 | Sal = 94.4 | |
| Anorthit | — an = 3.06 „ | | | |
| Corund | — C = 0.20 „ | C = 0.2 | | |
| Hypersthen | — hy = 0.80 „ | P = 0.8 | | |
| Magnetit | — mt = 0.46 „ | | | |
| Hämatit | — hm = 0.61 „ | M = 1.2 | Fem = 2.3 | |
| Ilmenit | — il = 0.15 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 96.68 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 1: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{94.4}{2.3} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{32.9}{61.3} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{107}{11} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{67}{40} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Liparas* peralkalisch *Liparos* sodipotassisch

## N:o 14. **Granit** von Hangö

anal. I. G. Sundell.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 73.18 | 1.220 | | | 366 | 234 | 36 | | | 20 | 564 |
| $TiO_2$ | 0.21 | .003 | 3 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 13.71 | .134 | | | 61 | 39 | 18 | 16 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.52 | .003 | | | | | | | 3 | | |
| FeO | 1.22 | .017 | 3 | | | | | | 3 | 11 | |
| MnO | 0.01 | .000 | | | | | | | | | |
| CaO | 1.22 | .021 | | 3 | | | 18 | | | | |
| MgO | 0.37 | .009 | | | | | | | | 9 | |
| $Na_2O$ | 2.40 | .039 | | | | 39 | | | | | |
| $K_2O$ | 5.70 | .061 | | | 61 | | | | | | |
| $P_2O5$ | 0.05 | .001 | | 1 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.69 | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.28 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 33.84 % | Q = 33.8 | | |
| Orthoklas | — or = 33.92 „ | F = 59.4 | Sal = 94.8 | |
| Albit | — ab = 20.44 „ | | | |
| Anorthit | — an = 5.00 „ | | | |
| Corund | — C = 1.63 „ | C = 1.6 | | |
| Hypersthen | — hy = 2.55 „ | P = 2.6 | Fem = 4.1 | |
| Magnetit | — mt = 0.70 „ | M = 1.2 | | |
| Ilmenit | — il = 0.46 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 98.85 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{94.8}{4.1} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{33.8}{59.4} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{100}{18} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{61}{39} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Toscanos* sodipotassisch

## N:o 15. **Granit** von Lörpys, Kuru

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 73.03 | 1.217 | | 360 | 294 | 50 | | | 20 | 493 |
| $TiO_2$ | 0.20 | .003 | 3 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 14.41 | .141 | | 60 | 49 | 25 | 7 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.68 | .004 | | | | | | 4 | | |
| FeO | 1.25 | .018 | 3 | | | | | 4 | 11 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 1.41 | .025 | | | | 25 | | | | |
| MgO | 0.38 | .009 | | | | | | | 9 | |
| $Na_2O$ | 3.03 | .049 | | | 49 | | | | | |
| $K_2O$ | 5.58 | .060 | | 60 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.39 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.36 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 29.58 % | Q = 29.6 | | |
| Orthoklas | — or = 33.36 „ | | | |
| Albit | — ab = 25.68 „ | F = 66.0 | Sal = 96.3 | |
| Anorthit | — an = 6.95 „ | | | |
| Corund | — C = 0.71 „ | C = 0.7 | | |
| Hypersthen | — hy = 2.35 „ | P = 2.4 | Fem = 3.8 | |
| Magnetit | — mt = 0.93 „ | M = 1.4 | | |
| Ilmenit | — il = 0.46 „ | | | |
| | 100.02 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 3:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{96.3}{3.8} > \frac{7}{1} \qquad \frac{Q}{F} = \frac{29.6}{66.0} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \qquad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{109}{25} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \qquad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{60}{49} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

| | | | |
|---|---|---|---|
| *Persalan* | *Britannar* quardofelisch | *Toscanas* domalkalisch | *Toscanos* sodipotassisch |

## N:o 16. **Granitgneis** von Juuka

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 72.69 | 1.212 | | | 108 | 480 | 38 | | | 38 | 548 |
| $TiO_2$ | 0.17 | .003 | 3 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 14.49 | .142 | | | 18 | 80 | 19 | 25 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.75 | .005 | | | | | | | 5 | | |
| FeO | 1.59 | .022 | 3 | | | | | | 5 | 14 | |
| MnO | 0.00 | | | | | | | | | | |
| CaO | 1.79 | .032 | | 13 | | | 19 | | | | |
| MgO | 0.94 | .024 | | | | | | | | | |
| $Na_2O$ | 4.95 | .080 | | | | 80 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.74 | .018 | | | 18 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.61 | .004 | | 4 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.00 | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.72 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 32.80 % | Q = 32.8 | | | |
| Orthoklas | — or = 10.01 „ | | | | |
| Albit | — ab = 41.92 „ | F = 57.2 | | Sal = 92.6 | |
| Anorthit | — an = 5.28 „ | | | | |
| Corund | — C = 2.55 „ | C = 2.6 | | | |
| Hypersthen | — hy = 4.25 „ | P = 4.3 | | | |
| Magnetit | — mt = 1.16 „ | | | | |
| Ilmenit | — il = 0.46 „ | M = 1.6 | | Fem = 7.1 | |
| Apatit | — ap = 1.24 „ | A = 1.2 | | | |
| | 99.67 % | | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{92.6}{7.1} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{32.8}{57.2} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{98}{19} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{18}{80} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Lassenos* dosodisch

N:o 17. **Mikroklingranit** von Söderö, Wänö

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | ns | mt | wo | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 71.62 | 1.194 | 618 | 132 | 39 | | 27 | 378 |
| $Al_2O_3$ | 12.83 | .125 | 103 | 22 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.13 | .001 | | | | 1 | | |
| FeO | 0.10 | .001 | | | | 1 | | |
| CaO | 1.48 | .027 | | | | | 27 | |
| $Na_2O$ | 3.81 | .061 | | 22 | 39 | | | |
| $K_2O$ | 9.69 | .103 | 103 | | | | | |
| $H_2O$ | 0.02 | | | | | | | |
| Summa | 99.68 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 22.68 % | Q = 22.7 | } Sal = 91.5 | |
| Orthoklas | — or = 57.27 „ | } F = 68.8 | | |
| Albit | — ab = 11.53 „ | | | |
| Natron-metasilikat | — ns = 4.76 „ | } P = 7.9 | } Fem = 8.1 | |
| Wollastonit | — wo = 3.13 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 0.23 „ | M = 0.2 | | |
| | 99.60 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 1: Subrang 2:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{91.5}{8.1} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{22.7}{68.8} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{16+}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{103}{61} < \frac{1}{7} > \frac{5}{3}$

| | | | |
|---|---|---|---|
| *Persalan* | *Britannar* quarfelisch | *Liparas* peralkalisch | *Omeos* dopotassisch |

## N:o 18. **Quarzporphyr** von Hogland

anal. Lemberg.

| | % | Mol. | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 71.52 | 1.192 | 492 | 66 | 40 | | | 22 | 572 |
| $Al_2O_3$ | 12.74 | .125 | 82 | 11 | 20 | 12 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.78 | .011 | | | | | 11 | | |
| FeO | 1.81 | .025 | | | | | 11 | 14 | |
| CaO | 1.10 | .020 | | | 20 | | | | |
| MgO | 0.30 | .008 | | | | | | 8 | |
| $Na_2O$ | 0.72 | .011 | | 11 | | | | | |
| $K_2O$ | 7.70 | .082 | 82 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.39 | | | | | | | | |
| Summa | 98.06 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 34.32 % | Q = 34.8 | | |
| Orthoklas | — or = 45.59 „ | | | |
| Albit | — ab = 5.76 „ | F = 56.9 | Sal = 92.4 | |
| Anorthit | — an = 5.56 „ | | | |
| Corund | — C = 1.22 „ | C = 1.2 | | |
| Hypersthen | — hy = 2.65 „ | P = 2.7 | Fem = 5.3 | |
| Magnetit | — mt = 2.55 „ | M = 2.6 | | |
| | 97.65 % | | | |

Klasse I: Ordnung 3: Rang 2: Subrang 1:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{92.4}{5.3} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{34.3}{56.9} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{93}{20} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{82}{11} > \frac{7}{1}$

*Persalan* *Columbar* quardofelisch *Alsbachas* domalkalisch perpotassisch

N:o 19. **Quarzporphyr** von Hogland

anal. Lemberg.

| | % | Mol. | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 68.94 | 1.149 | 474 | 108 | 80 | | | 37 | 450 |
| $Al_2O_3$ | 14.31 | .140 | 79 | 18 | 40 | 3 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.29 | .014 | | | | | 14 | | |
| FeO | 2.75 | .039 | | | | | 14 | 25 | |
| CaO | 2.25 | .040 | | | 40 | | | | |
| MgO | 0.47 | .012 | | | | | | 12 | |
| $Na_2O$ | 1.13 | .018 | | 18 | | | | | |
| $K_2O$ | 7.38 | .079 | 79 | | | | | | |
| Summa | 99.32 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 27.0 % | Q = 27.0 | | |
| Orthoklas | — or = 43.9 „ | | | |
| Albit | — ab = 9.4 „ | F = 64.4 | Sal = 91.7 | |
| Anorthit | — an = 11.1 „ | | | |
| Corund | — C = 0.3 „ | C = 0.3 | | |
| Hypersthen | — hy = 4.5 „ | P = 4.5 | Fem = 7.8 | |
| Magnetit | — mt = 3.3 „ | M = 3.3 | | |
| | 99.5 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 2:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{91.7}{7.8} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{27.0}{64.4} < \frac{5}{3} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{97}{40} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{79}{18} < \frac{7}{1} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Dellenos* dopotassich

## N:o 20. **Granit** von Marrasjärvi in Rovaniemi

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 71.24 | 1.187 | | 324 | 288 | 48 | | | 19 | 507 |
| $TiO_2$ | 0.26 | .004 | 4 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 14.81 | .145 | | 54 | 48 | 24 | 19 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.25 | .008 | | | | | | 8 | | |
| FeO | 1.14 | .016 | 4 | | | | | 8 | 4 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 1.37 | .024 | | | | 24 | | | | |
| MgO | 0.62 | .015 | | | | | | | 15 | |
| $Na_2O$ | 3.02 | .048 | | | 48 | | | | | |
| $K_2O$ | 5.11 | .054 | | 54 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.44 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.26 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 30.42 % | Q = 30.4 | | |
| Orthoklas | — or = 30.02 „ | | | |
| Albit | — ab = 25.15 „ | F = 61.8 | Sal = 94.1 | |
| Anorthit | — an = 6.67 „ | | | |
| Corund | — C = 1.94 „ | C = 1.9 | | |
| Hypersthen | — hy = 2.03 „ | P = 2.0 | | |
| Magnetit | — mt = 1.86 „ | M = 2.5 | Fem = 4.5 | |
| Ilmenit | — il = 0.61 „ | | | |
| | 98.70 % | | | |

Klasse I: $\frac{Sal}{Fem} = \frac{94.1}{4.5} > \frac{7}{1}$ Ordnung 4: $\frac{Q}{F} = \frac{30.4}{61.8} < \frac{3}{5} > \frac{7}{1}$ Rang 2: $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{102}{24} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ Subrang 3: $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{54}{48} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* — *Britannar* quarfelisch — *Toscanas* domalkalisch — *Toscanos* sodipotassisch

## N:o 21. **Granit** von Onas

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 71.08 | 1.185 | | 360 | 336 | 34 | | | 34 | 421 |
| $TiO_2$ | 0.29 | .004 | 4 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 14.26 | .140 | | 60 | 56 | 17 | 7 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.12 | .007 | | | | | | 7 | | |
| FeO | 2.31 | .032 | 4 | | | | | 7 | 21 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 0.96 | .017 | | | | 17 | | | | |
| MgO | 0.53 | .013 | | | | | | | 13 | |
| $Na_2O$ | 3.49 | .056 | | | 56 | | | | | |
| $K_2O$ | 5.61 | .060 | | 60 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.60 | .033 | | | | | | | | |
| Summa | 100.25 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 25.3 % | Q = 25.3 | | |
| Orthoklas | — or = 33.4 „ | | | |
| Albit | — ab = 29.3 „ | F = 67.4 | Sal = 93.4 | |
| Anorthit | — an = 4.7 „ | | | |
| Corund | — C = 0.7 „ | C = 0.7 | | |
| Hypersthen | — hy = 4.1 „ | P = 4.1 | | Fem = 6.3 |
| Magnetit | — mt = 1.6 „ | M = 2.2 | | |
| Ilmenit | — il = 0.6 „ | | | |
| | 99.7 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{93.4}{6.3} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{25.3}{67.4} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{116}{17} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{60}{56} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Britannar* quarfelisch *Toscanas* domalkalisch *Toscanos* sodipotassisch

N:o 22. **Porphyrgranit** von Korppi, Orivesi

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | C | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 70.57 | 1.179 | 234 | 240 | 64 | | 74 | 567 |
| $Al_2O_3$ | 16.13 | .158 | 39 | 40 | 32 | 47 | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.52 | | | | | | | |
| FeO | | .049 | | | | | 49 | |
| CaO | 1.79 | .032 | | | 32 | | | |
| MgO | 0.99 | .025 | | | | | 25 | |
| $Na_2O$ | 2.48 | .040 | | 40 | | | | |
| $K_2O$ | 3.74 | .039 | 39 | | | | | |
| $H_2O$ | 0.87 | | | | | | | |
| Summa | 100.09 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 34.02 % | Q = 34.0 | | |
| Orthoklas | — or = 21.68 „ | | | |
| Albit | — ab = 20.96 „ | F = 51.5 | Sal = 90.3 | |
| Anorthit | — an = 8.90 „ | | | |
| Corund | — C = 4.79 „ | C = 4.8 | | |
| Hypersthen | — hy = 8.97 „ | P = 9.0 | Fem = 9.0 | |
| | 99.32 % | | | |

Klasse I: Ordnung 3: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{90.3}{9.0} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{34.0}{51.5} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{79}{32} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{39}{40} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Columbar* quardofelisch *Alsbachas* domalkalisch *Tehamos* sodipotassisch

N:o 23. **Granit** von Aavasaksa, Ober-Torneå

anal. Gust. Aminoff.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 70.40 | 1.173 | | | 402 | 270 | 36 | | | 28 | 433 |
| $TiO_2$ | 0.16 | .003 | 3 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 15.21 | .149 | | | 67 | 45 | 20 | 17 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.18 | .001 | | | | | | | 1 | | |
| FeO | 1.22 | .017 | 3 | | | | | | 1 | 13 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | | |
| CaO | 1.33 | .023 | | 3 | | | 20 | | | | |
| MgO | 0.59 | .015 | | | | | | | | 15 | |
| $Na_2O$ | 2.79 | .045 | | | | 45 | | | | | |
| $K_2O$ | 6.27 | .067 | | | 67 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.05 | .001 | | 1 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.78 | | | | | | | | | | |
| Summa | 98.98 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 25.98 % | Q = 26.0 | | |
| Orthoklas | — or = 37.25 „ | F = 66.4 | Sal = 94.1 | |
| Albit | — ab = 23.58 „ | | | |
| Anorthit | — an = 5.56 „ | | | |
| Corund | — C = 1.73 „ | C = 1.7 | | |
| Hypersthen | — hy = 3.22 „ | P = 3.2 | Fem = 4.2 | |
| Magnetit | — mt = 0.23 „ | M = 9.7 | | |
| Ilmenit | — il = 0.46 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 98.32 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 3:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{94.1}{4.2} > \frac{7}{1} \qquad \frac{Q}{F} = \frac{26.0}{66.4} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \qquad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{112}{20} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \qquad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{67}{45} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Toscanos* sodipotassisch

N:o 24. **Granitporphyr** vom Kerkelä-schacht, Hangasoja, Finnisches Lappland

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 70.39 | 1.173 | | | 306 | 396 | | | 35 | 436 |
| $TiO_2$ | 0.56 | .007 | 7 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 14.60 | .143 | | | 51 | 66 | 26 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.87 | .005 | | | | | | 5 | | |
| FeO | 2.15 | .030 | 7 | | | | | 5 | 21 | |
| MnO | 0.22 | .003 | | | | | | | | |
| CaO | 0.20 | .004 | | 4 | | | | | | |
| MgO | 0.56 | .014 | | | | | | | 14 | |
| $Na_2O$ | 4.04 | .066 | | | | 66 | | | | |
| $K_2O$ | 4.84 | .051 | | | 51 | | | | | |
| $P_2O_5$ | 1.10 | .008 | | 2 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.12 | | | | | | | | | |
| Summa | 99.65 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 26.16 % | Q = 26.2 | | |
| Orthoklas | — or = 28.36 „ | F = 62.9 | Sal = 91.2 | |
| Albit | — ab = 34.58 „ | | | |
| Corund | — C = 2.14 „ | C = 2.1 | | |
| Hypersthen | — hy = 4.17 „ | P = 4.2 | Fem = 7.0 | |
| Magnetit | — mt = 1.16 „ | M = 2.2 | | |
| Ilmenit | — il = 1.06 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.62 „ | A = 0.6 | | |
| | 98.25 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 1: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{91.2}{7.0} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{26.2}{62.9} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{117}{0} > \frac{7}{1}$, $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{51}{66} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

| | | | |
|---|---|---|---|
| *Persalan* | *Britannar* | *Liparas* | *Liparos* |
| | quardofelisch | peralkalisch | sodipotassisch |

N:o 25. **Quarzporphyr** von Kuntivaara, Kuusamo

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 70.36 | 1.173 | | | 438 | 234 | 16 | | 12 | 24 | 449 |
| $TiO_2$ | 0.70 | .009 | 9 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 12.20 | .120 | | | 73 | 39 | 8 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.59 | .010 | | | | | | 10 | | | |
| FeO | 2.44 | .035 | 9 | | | | | 10 | 3 | 13 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | | |
| CaO | 1.15 | .021 | | 7 | | | 8 | | 6 | | |
| MgO | 0.55 | .014 | | | | | | | 3 | 11 | |
| $Na_2O$ | 2.41 | .039 | | | | 39 | | | | | |
| $K_2O$ | 6.85 | .073 | | | 73 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.28 | .002 | | 2 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.93 | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.56 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 26.94 % | Q = 26.9 | | |
| Orthoklas | — or = 40.59 „ | F = 63.3 | Sal = 90.2 | |
| Albit | — ab = 20.44 „ | | | |
| Anorthit | — an = 2.22 „ | | | |
| Diopsid | — di = 1.39 „ | P = 4.2 | Fem = 8.5 | |
| Hypersthen | — hy = 2.82 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 2.32 „ | M = 3.7 | | |
| Ilmenit | — il = 1.37 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.62 „ | A = 0.6 | | |
| | 98.71 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 1: Subrang 2:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{90.2}{8.5} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{26.9}{63.3} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{112}{8} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{73}{39} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$

*Persalan* *Britannar.* quardofelisch *Liparas* peralkalisch *Omeos* dopotassisch

## N:o 26. **Granit** von Haidus, Nystad

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 69.81 | 1.164 | | | 126 | 516 | 76 | | | 39 | 407 |
| $TiO_2$ | 0.48 | .006 | 6 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 15.39 | .151 | | | 21 | 86 | 38 | 6 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.12 | .007 | | | | | | | 7 | | |
| FeO | 2.14 | .030 | 6 | | | | | | 7 | 18 | |
| MnO | 0.06 | .001 | | | | | | | | | |
| CaO | 2.32 | .041 | | 3 | | | 38 | | | | |
| MgO | 0.83 | .021 | | | | | | | | 21 | |
| $Na_2O$ | 5.33 | .086 | | | | 86 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.97 | .021 | | | 21 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.09 | .001 | | 1 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.64 | .035 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.18 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 24.42 % | Q = 24.4 | | |
| Orthoklas | — or = 11.68 „ | F = 67.3 | Sal = 92.3 | |
| Albit | — ab = 45.06 „ | | | |
| Anorthit | — an = 10.56 „ | | | |
| Corund | — C = 0.61 „ | C = 0.6 | | |
| Hypersthen | — hy = 4.18 „ | P = 4.2 | Fem = 6.8 | |
| Magnetit | — mt = 1.42 „ | M = 2.3 | | |
| Ilmenit | — il = 0.91 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 99.15 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{92.3}{6.8} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{24.4}{67.3} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{107}{38} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{21}{86} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Lassenos* dosodisch

N:o 27. **Granit** von Palois, Idensalmi

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 69.61 | 1.160 | | | 162 | 462 | 78 | | | 62 | 396 |
| $TiO_2$ | 0.42 | .005 | 5 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 15.00 | .147 | | | 27 | 77 | 39 | 4 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.75 | .004 | | | | | | | 4 | | |
| FeO | 2.81 | .039 | 5 | | | | | | 4 | 34 | |
| MnO | 0.27 | .004 | | | | | | | | | |
| CaO | 2.38 | .042 | | 3 | | | 39 | | | | |
| MgO | 1.11 | .028 | | | | | | | | 28 | |
| $Na_2O$ | 4.77 | .077 | | | | 77 | | | | | |
| $K_2O$ | 2.45 | .027 | | | 27 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.15 | .001 | | 1 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.55 | | | | | | | | | | |
| Summa | 100.27 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 23.76 % | Q = 23.8 | | |
| Orthoklas | — or = 15.01 „ | F = 66.2 | Sal = 90.4 | |
| Albit | — ab = 40.35 „ | | | |
| Anorthit | — an = 10.84 „ | | | |
| Corund | — C = 0.41 „ | C = 0.4 | | |
| Hypersthen | — hy = 7.29 „ | P = 7.3 | Fem = 9.3 | |
| Magnetit | — mt = 0.93 „ | M = 1.7 | | |
| Ilmenit | — il = 0.76 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 99.66 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 4:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{90.4}{9.3} > \frac{7}{1} \qquad \frac{Q}{F} = \frac{23.8}{66.2} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \qquad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{104}{39} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \qquad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{27}{77} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Lassenos* dosodisch

## N:o 28. **Kugelgranit** von Wirvik, Borgå

anal. Benj. Frosterus.

| | % | Mol. | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 64.21 | 1.154 | 570 | 168 | 46 | | | 14 | 356 |
| $Al_2O_3$ | 15.59 | .153 | 95 | 28 | 23 | 7 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.08 | .007 | | | | | 7 | | |
| FeO | 2.29 | .018 | | | | | 7 | 11 | |
| CaO | 1.30 | .023 | | | 23 | | | | |
| MgO | 0.11 | .003 | | | | | | 3 | |
| $Na_2O$ | 1.69 | .028 | | 28 | | | | | |
| $K_2O$ | 8.92 | .095 | 95 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.75 | .042 | | | | | | | |
| Summa | 99.94 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 21.16 % | Q = 21.4 | | |
| Orthoklas | — or = 52.82 „ | | | |
| Albit | — ab = 14.67 „ | F = 73.9 | Sal = 96.0 | |
| Anorthit | — an = 6.39 „ | | | |
| Corund | — C = 0.71 „ | C = 0.7 | | |
| Hypersthen | — hy = 1.75 „ | P = 1.8 | Fem = 3.4 | |
| Magnetit | — mt = 1.62 „ | M = 1.6 | | |
| | 99.34 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 2:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{96.0}{3.4} > \frac{7}{1} \qquad \frac{Q}{F} = \frac{21.4}{73.9} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \qquad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{123}{33} < \frac{7}{1} > \frac{3}{5} \qquad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{95}{28} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$$

*Persalan* — *Britannar* quardofelisch — *Toscanas* domalkalisch — *Dellenos* dopotassisch

N:o 29. **Orthoklasporphyrit** von Varvuejärvi, Teisko
anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | C | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 67.40 | 1.123 | 456 | 240 | 66 | | 58 | 303 |
| $Al_2O_3$ | 15.62 | .153 | 76 | 40 | 33 | 14 | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.15 | | | | | | | |
| FeO | | .044 | | | | | 44 | |
| CaO | 1.87 | .033 | | | 33 | | | |
| MgO | 0.56 | .014 | | | | | 14 | |
| $Na_2O$ | 2.51 | .040 | | 40 | | | | |
| $K_2O$ | 7.10 | .076 | 76 | | | | | |
| $H_2O$ | 0.50 | | | | | | | |
| Summa | 98.71 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 18.18 % | Q = 18.2 | | |
| Orthoklas | — or = 42.26 „ | | | |
| Albit | ab = 20.96 „ | F = 72.4 | Sal = 92.0 | |
| Anorthit | — an = 9.17 „ | | | |
| Corund | — C = 1.43 „ | C = 1.4 | | |
| Hypersthen | — hy = 7.21 „ | P = 7.2 | Fem = 7.2 | |
| | 99.21 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 2:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{92.0}{7.2} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{18.2}{72.4} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{116}{33} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{74}{40} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Dellenos* dopotassisch

## N:o 30. **Granit** von Ukonvaara, Kuusamo

anal. Gust. Aminoff.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | mt | wo | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 66.95 | 1.116 | | | 264 | 330 | 100 | | | 33 | 372 |
| $TiO_2$ | 0.30 | .004 | 4 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 15.16 | .149 | | | 44 | 55 | 50 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.34 | .014 | | | | | | 14 | | | |
| FeO | 1.40 | .019 | 4 | | | | | 14 | | 1 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | | |
| CaO | 3.90 | .070 | | 3 | | | 50 | | 17 | | |
| MgO | 1.29 | .032 | | | | | | | | 32 | |
| $Na_2O$ | 3.36 | .055 | | | | 55 | | | | | |
| $K_2O$ | 4.13 | .044 | | | 44 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.08 | .001 | | 1 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.49 | | | | | | | | | | |
| Summa | 100.40 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 22.32 % | Q = 22.3 | | |
| Orthoklas | — or = 24.46 „ | F = 67.2 | Sal = 89.5 | |
| Albit | — ab = 28.82 „ | | | |
| Anorthit | — an = 13.90 „ | | | |
| Wollastonit | — wo = 1.97 „ | P = 5.3 | Fem = 9.5 | |
| Hypersthen | — hy = 3.33 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 3.25 „ | M = 3.9 | | |
| Ilmenit | — il = 0.61 „ | | | |
| Apatit | — ap = 1.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 98.97 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{89.5}{9.5} > \frac{1}{7}$ $\frac{Q}{F} = \frac{22.3}{67.2} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{99}{52} < \frac{1}{7} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{44}{55} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Toscanos* sodipotassisch

N:o 31. **Granitgneis** von der Franziska-grube, Pitkäranta

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | ac | ns | di | wo | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 66.58 | 1.110 | 504 | 450 | 16 | 5 | 22 | 10 | 103 |
| $Al_2O_3$ | 16.20 | .159 | 84 | 75 | | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.74 | .004 | | | 4 | | | | |
| FeO | 0.63 | .008 | | | | | 8 | | |
| CaO | 1.22 | .021 | | | | | 11 | 10 | |
| MgO | 0.12 | .003 | | | | | 3 | | |
| $Na_2O$ | 5.21 | .084 | | 75 | 4 | 5 | | | |
| $K_2O$ | 7.94 | .084 | 84 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.72 | | | | | | | | |
| Summa | 99.36 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 6.18 % | Q = 6.2 | } Sal = 92.2 | |
| Orthoklas | — or = 46.70 „ | F = 86.0 | | |
| Albit | — ab = 39.30 „ | | | |
| Acmit | — ac = 1.85 „ | P = 6.3 | } Fem = 6.3 | |
| $Na_2O$-metasil. | — ns = 0.61 „ | | | |
| Diopsid | — di = 2.64 „ | | | |
| Wollastonit | — wo = 1.16 „ | | | |
| | 98.34 % | | | |

Klasse I: Ordnung 5: Rang 1: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{92.2}{6.3} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{6.2}{86.0} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{159}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{84}{75} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

| *Persalan* | *Canadar* | *Nordmarkas* | *Phlegros* |
|---|---|---|---|
| | perfelisch | peralkalisch | sodipotassisch |

## N:o 32. **Natrongranit** von Suhankojärvi, Simo

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 65.70 | 1 095 | | 120 | 672 | 74 | | 20 | 39 | 169 |
| $TiO_2$ | 0.33 | .004 | 4 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 17.24 | .169 | | 20 | 112 | 37 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.56 | .009 | | | | | 9 | | | |
| FeO | 2.37 | .033 | 4 | | | | 9 | 4 | 16 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 2.64 | .047 | | | | 37 | | 10 | | |
| MgO | 1.13 | .028 | | | | | | 6 | 23 | |
| $Na_2O$ | 6.95 | .112 | | | 112 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.89 | .020 | | 20 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.58 | .032 | | | | | | | | |
| Summa | 100.35 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 10.14 % | Q = 10.1 | | | |
| Orthoklas | — or = 11.12 „ | | | | |
| Albit | — ab = 58.69 „ | F = 80.1 | | Sal = 90.2 | |
| Anorthit | — an = 10.29 „ | | | | |
| Diopsid | — di = 2.29 „ | | | | |
| Hypersthen | — hy = 4.41 „ | P = 6.7 | | | |
| Magnetit | — mt = 2.09 „ | | | Fem = 9.4 | |
| Ilmenit | — il = 0.61 „ | M = 2.7 | | | |
| | 99.63 % | | | | |

Klasse I: Ordnung 5: Rang 2: Subrang 4:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{90.2}{9.4} > \frac{7}{1} \qquad \frac{Q}{F} = \frac{10.1}{80.1} > \frac{1}{7} \qquad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{132}{37} < \frac{1}{7} > \frac{5}{3} \qquad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{20}{112} < \frac{5}{3} > \frac{1}{7}$$

*Persalan* — *Canadar* perfelisch — *Pulaskas* domalkalisch — *Laurvikos* dosodisch

N:o 33. **Granitähnliches Gestein** von Föglö, Åland

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 64.17 | 1.069 | 216 | 366 | 94 | | 40 | 109 | 244 |
| $Al_2O_3$ | 14.73 | .144 | 36 | 61 | 47 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.57 | .004 | | | | 4 | | | |
| FeO | 5.83 | .081 | | | | 4 | 12 | 65 | |
| CaO | 3.76 | .067 | | | 47 | | 20 | | |
| MgO | 2.09 | .052 | | | | | 8 | 44 | |
| $Na_2O$ | 3.81 | .061 | | 61 | | | | | |
| $K_2O$ | 3.35 | .036 | 36 | | | | | | |
| $H_2O$ | 2.24 | | | | | | | | |
| Summa | 100.55 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 14.64 % | Q = 14.6 | | |
| Orthoklas | — or = 20.02 „ | | Sal = 79.7 | |
| Albit | — ab = 31.96 „ | F = 65.1 | | |
| Anorthit | — an = 13.07 „ | | | |
| Diopsid | — di = 4.70 „ | P = 17.7 | Fem = 18.6 | |
| Hypersthen | — hy = 12.98 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 0.93 „ | M = 0.9 | | |
| | 98.30 % | | | |

Klasse II: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{79.7}{18.6} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{14.6}{65.1} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{97}{47} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{36}{61} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Austrar* quardofelisch *Dacas* domalkalisch *Dacos* dosodisch

## N:o 34. **Quarzdiorit** von Sassi

anal. I. G. Sundell.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 63.50 | 1.058 | | | 198 | 282 | 156 | | 14 | 94 | 314 |
| $TiO_2$ | 0.57 | .007 | 7 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 16.08 | .158 | | | 33 | 47 | 78 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.12 | .001 | | | | | | 1 | | | |
| FeO | 3.37 | .047 | 7 | | | | | 1 | 3 | 36 | |
| MnO | 0.07 | .001 | | | | | | | | | |
| CaO | 4.93 | .088 | | 3 | | | 78 | | 7 | | |
| MgO | 2.47 | .062 | | | | | | | 4 | 58 | |
| $Na_2O$ | 2.94 | .047 | | | | 47 | | | | | |
| $K_2O$ | 3.05 | .033 | | | 33 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.15 | .001 | | 1 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 2.11 | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.36 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 18.84 % | Q = 18.8 | | |
| Orthoklas | — or = 18.35 „ | | | |
| Albit | — ab = 24.63 „ | F = 64.7 | Sal = 83.5 | |
| Anorthit | — an = 21.68 „ | | | |
| Diopsid | — di = 1.61 „ | P = 12.2 | | |
| Hypersthen | — hy = 10.55 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 0.23 „ | M = 1.3 | Fem = 13.8 | |
| Ilmenit | — il = 1.06 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 97.26 % | | | |

| Klasse II: | Ordnung 4: | Rang 3: | Subrang 3: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{83.5}{13.8} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | $\frac{Q}{F} = \frac{18.8}{64.7} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{80}{78} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{33}{47} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ |
| *Dosalan* | *Austrar* quardofelisch | *Tonalas* alkalikalkisch | *Harzos* sodipotassisch |

N:o 35. **Granitgneis** von Ivalojoki, Finnisches Lappland

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 62.38 | 1.040 | | | 102 | 336 | 140 | | | 119 | 343 |
| $TiO_2$ | 0.64 | .009 | 9 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 17.66 | .174 | | | 17 | 56 | 70 | 31 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.50 | .009 | | | | | | | 9 | | |
| FeO | 3.71 | .051 | 9 | | | | | | 9 | 37 | |
| MnO | 0.32 | .004 | | | | | | | | | |
| CaO | 4.52 | .080 | | 10 | | | 70 | | | | |
| MgO | 3.27 | .082 | | | | | | | | 82 | |
| $Na_2O$ | 3.46 | .056 | | | | 56 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.58 | .017 | | | 17 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.43 | .003 | | 3 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.36 | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.83 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 20.58 % | Q = 20.6 | | |
| Orthoklas | — or = 9.45 „ | | | |
| Albit | — ab = 29.34 „ | F = 58.3 | Sal = 82.1 | |
| Anorthit | — an = 19.46 „ | | | |
| Corund | — C = 3.16 „ | C = 3.2 | | |
| Hypersthen | — hy = 13.08 „ | P = 13.1 | | |
| Magnetit | — mt = 2.09 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 1.37 „ | M = 3.5 | Fem = 17.5 | |
| Apatit | — ap = 0.93 „ | A = 0.9 | | |
| | 99.46 % | | | |

Klasse II: Ordnung 4: Rang 3: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{82.1}{17.5} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{20.6}{58.3} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{73}{70} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{17}{56} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Austrar* quardofelisch *Tonalas* alkalikalkisch *Tonalos* dosodisch

N:o 36. **Natron-minette** von Autionsaari, Tavajärvi, Kuusamo

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | mt | di | hy | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 56.99 | .950 | | | 186 | 576 | 92 | | 20 | 61 | 14 |
| $TiO_2$ | 0.60 | .008 | 8 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 17.62 | .173 | | | 31 | 96 | 46 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.65 | .016 | | | | | | 16 | | | |
| FeO | 3.75 | .052 | 8 | | | | | 16 | 3 | 19 | 9 |
| MnO | 0.19 | .003 | | | | | | | | | |
| CaO | 4.40 | .079 | | 23 | | | 46 | | 10 | | |
| MgO | 2.79 | .070 | | | | | | | 7 | 42 | 21 |
| $Na_2O$ | 5.95 | .096 | | | | 96 | | | | | |
| $K_2O$ | 2.88 | .031 | | | 31 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 1.05 | .007 | | 7 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.60 | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.47 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 17.24 % | F = 80.3 | Sal = 80.3 | | |
| Albit | — ab = 50.30 „ | | | | |
| Anorthit | — an = 12.79 „ | | | | |
| Diopsid | — di = 2.26 „ | P = 9.0 | Fem = 18.5 | | |
| Hypersthen | — hy = 6.71 „ | | | | |
| Olivin | — ol = 2.42 „ | O = 2.4 | | | |
| Magnetit | — mt = 3.71 „ | M = 4.9 | | | |
| Ilmenit | — il = 1.22 „ | | | | |
| Apatit | — ap = 2.17 „ | A = 2.2 | | | |
| | 98.82 % | | | | |

Klasse II: Ordnung 5: Rang 2: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{80.3}{18.5} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0}{80.3} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{127}{46} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{31}{96} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Germanar* perfelisch *Monzonas* domalkalisch *Akeros* dosodisch

N:o 37. **Uralitporphyrit** von Koijärvi, Urdiala

anal. A. W. Forsberg.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hm | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 56.44 | .941 | 78 | 114 | 254 | | 108 | | 387 |
| $Al_2O_3$ | 16.17 | .159 | 13 | 19 | 127 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 7.72 | .048 | | | | 43 | | 5 | |
| FeO | 3.00 | .042 | | | | 43 | 3 | | |
| MnO | 0.30 | .004 | | | | | | | |
| CaO | 10.13 | .181 | | | 127 | | 54 | | |
| MgO | 2.02 | .051 | | | | | 51 | | |
| $Na_2O$ | 1.17 | .019 | | 19 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.18 | .013 | 13 | | | | | | |
| $H_2O$ | 2.37 | | | | | | | | |
| Summa | 100.50 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 23.22 % | Q = 23.2 | | |
| Orthoklas | — or = 7.23 „ | | Sal = 75.7 | |
| Albit | — ab = 9.96 „ | F = 52.5 | | |
| Anorthit | — an = 35.31 „ | | | |
| Diopsid | — di = 11.76 „ | P = 11.8 | | |
| Magnetit | — mt = 9.98 „ | | Fem = 22.6 | |
| Hämatit | — hm = 0.80 „ | M = 10.8 | | |
| | 98.26 % | | | |

Klasse II: Ordnung 4: Rang 4: Subrang 3:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{75.7}{22.6} < \frac{7}{1} > \frac{3}{5} \qquad \frac{Q}{F} = \frac{23.2}{52.5} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \qquad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{32}{127} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \qquad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{13}{91} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

*Dosalan* *Austrar* quardofelisch *Bandas* dokalkisch sodipotassisch

N:o 28. **Uralitporphyrit** von Pikonkorpi, NO om Hirvisjärvi, Kalvola

anal. A. W. Forsberg.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 48.64 | .811 | 66 | 282 | 114 | | 274 | 60 | 15 |
| $Al_2O_3$ | 11.68 | .115 | 11 | 47 | 57 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 10.57 | .066 | | | | 66 | | | |
| FeO | 6.31 | .088 | | | | 66 | 19 | 8 | |
| MnO | 0.39 | .005 | | | | | | | |
| CaO | 10.88 | .194 | | | 57 | | 137 | | |
| MgO | 6.78 | .170 | | | | | 118 | 52 | |
| $Na_2O$ | 2.90 | .047 | | 47 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.01 | .011 | 11 | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.02 | | | | | | | | |
| Summa | 100.18 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 0.90 % | Q = 0.9 | | | |
| Orthoklas | — or = 6.12 „ | | | | |
| Albit | — ab = 24.63 „ | F = 46.6 | Sal = 47.5 | | |
| Anorthit | — an = 15.85 „ | | | | |
| Diopsid | — di = 30.20 „ | P = 36.5 | | | |
| Hypersthen | — hy = 2.26 „ | | Fem = 51.8 | | |
| Magnetit | — mt = 15.31 „ | M = 15.3 | | | |
| | 99.27 % | | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 3: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{47.5}{51.8} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0.9}{46.6} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{58}{57} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{11}{47} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Gallar* perfelisch *Camptonas* alkalikalkisch *Camptonos* dosodisch

N:o 39. **Gabbro,** quarzhaltiger, von Usmi, Hyvinge
anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 55.71 | .929 | | | 162 | 180 | 70 | | | 351 | 166 |
| $TiO_2$ | 1.20 | .015 | 15 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 14.85 | .146 | | | 27 | 30 | 35 | 54 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.88 | .018 | | | | | | | 18 | | |
| FeO | 6·12 | .085 | 15 | | | | | | 18 | 56 | |
| MnO | 0.29 | .004 | | | | | | | | | |
| CaO | 2.52 | .045 | | 10 | | | 35 | | | | |
| MgO | 11.78 | .295 | | | | | | | | 295 | |
| $Na_2O$ | 1.84 | .030 | | | | 30 | | | | | |
| $K_2O$ | 2.45 | .027 | | | 27 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.38 | .003 | | 3 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.52 | | | | | | | | | | |
| Summa | 100.50 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 9.96 % | Q = 10.0 | | |
| Orthoklas | — or = 15.01 „ | F = 40.5 | Sal = 56.1 | |
| Albit | — ab = 15.72 „ | | | |
| Anorthit | — an = 9.73 „ | | | |
| Corund | — C = 5.51 „ | C = 5.5 | | |
| Hypersthen | — hy = 36.89 „ | P = 36.9 | Fem = 44.3 | |
| Magnetit | — mt = 4.18 „ | M = 6.5 | | |
| Ilmenit | — il = 2.28 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.93 „ | A = 0.9 | | |
| | 100.21 % | | | |

Klasse III: Ordnung 4: Rang 3: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{56.1}{44.3} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{10.0}{40.5} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{57}{35} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{27}{30} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Salfeman* *Vaalar* quardofelisch *Vaalas* alkalikalkisch sodipotassisch

N:o 40. **Gabbro,** quarzhaltiger, von Vallo, Nieder-Torneå

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 55.57 | .926 | | | 192 | 282 | 124 | | 42 | 265 | 21 |
| $TiO_2$ | 1.00 | .013 | 13 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 14.37 | .141 | | | 32 | 47 | 62 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.66 | .010 | | | | | | 10 | | | |
| FeO | 7.08 | .099 | 13 | | | | | 10 | 6 | 73 | |
| MnO | 0.20 | .003 | | | | | | | | | |
| CaO | 4.94 | .089 | | 6 | | | 62 | | 21 | 192 | |
| MgO | 8.27 | .207 | | | | | | | 15 | | |
| $Na_2O$ | 2.90 | .047 | | | | 47 | | | | | |
| $K_2O$ | 2.96 | .032 | | | 32 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.31 | .002 | | 2 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.58 | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.84 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 1.26 % | Q = 1.3 | | |
| Orthoklas | — or = 17.79 „ | F = 59.7 | Sal = 61.0 | |
| Albit | — ab = 24.63 „ | | | |
| Anorthit | — an = 17.24 „ | | | |
| Diopsid | — di = 4.71 „ | P = 33.6 | Fem = 38.5 | |
| Hypersthen | — hy = 28.84 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 2.32 „ | M = 4.3 | | |
| Ilmenit | — il = 1.98 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.62 „ | A = 0.6 | | |
| | 99.39 % | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 3: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{61.0}{38.5} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{1.3}{59.7} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{79}{62} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{32}{47} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Salfeman* *Gallar* perfelisch *Camptonas* alkalikalkisch *Kentallenos* sodipotassisch

N:o 41. **Diabas** von Simola

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 52.82 | .860 | 60 | 462 | 148 | | 134 | 77 |
| $Al_2O_3$ | 16.39 | .161 | 10 | 77 | 74 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.31 | .014 | | | | 14 | | |
| FeO | 10.92 | .151 | | | | 14 | 41 | 95 |
| MnO | Sp. | | | | | | | |
| CaO | 7.87 | .141 | | | 74 | | 67 | |
| MgO | 3.43 | .086 | | | | | 26 | 60 |
| $Na_2O$ | 4.83 | .077 | | 77 | | | | |
| $K_2O$ | 0.92 | .010 | 10 | | | | | |
| $H_2O$ | 0.48 | | | | | | | |
| Summa | 97.97 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | |
|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 5.56 % | | |
| Albit | — ab = 40.35 „ | F = 66.5 | Sal = 66.5 |
| Anorthit | — an = 20.57 „ | | |
| Diopsid | — di = 15.78 „ | C = 15.8 | |
| Olivin | — ol = 13.58 „ | O = 13.6 | Fem = 32.7 |
| Magnetit | — mt = 3.25 „ | M = 3.3 | |
| | 99.09 % | | |

Klasse II: Ordnung 5: Rang 3: Subrang 5:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{66.5}{32.7} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0.0}{66.5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{87}{74} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{10}{77} < \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Germanar* perfelisch *Andas* alkalikalkisch *Beerbachos* persodisch

N:o 42. **Diabas** von Kivakka, Oulangansuu, Russisch—Karelien

anal. G. Aminoff.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51.73 | .862 | | 30 | 156 | 282 | | 196 | 196 | 2 |
| $TiO_2$ | 0.24 | .003 | 3 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 17.52 | .172 | | 5 | 26 | 141 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.11 | .007 | | | | | 7 | | | |
| FeO | 3.84 | .053 | 3 | | | | 7 | 14 | 29 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 13.36 | .239 | | | | 141 | | 98 | | |
| MgO | 10.02 | .251 | | | | | | 84 | 167 | |
| $Na_2O$ | 1.61 | .026 | | | 26 | | | | | |
| $K_2O$ | 0.48 | .005 | | 5 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.34 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.25 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 0.12 % | Q = 0.1 | | | |
| Orthoklas | — or = 2.78 „ | F = 55.6 | Sal = 55.7 | | |
| Albit | — ab = 13.62 „ | | | | |
| Anorthit | — an = 39.20 „ | | | | |
| Diopsid | — di = 21.62 „ | P = 42.2 | Fem = 44.3 | | |
| Hypersthen | — hy = 20.53 „ | | | | |
| Magnetit | — mt = 1.62 „ | M = 2.1 | | | |
| Ilmenit | — il = 0.46 „ | | | | |
| | 99.95 % | | | | |

| Klasse III: | Ordnung 5: | Rang 4: | Subrang 3: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{55.7}{44.3} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | $\frac{Q}{F} = \frac{0.1}{55.6} < \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{31}{141} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{5}{26} < \frac{3}{5}$ |
| *Salfeman* | *Gallar* perfelisch | *Auvergnas* dokalkisch | *Auvergnos* presodisch |

N:o 43. **Uralitgabbro** von Nuljuvaara, Rovaniemi

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | hy | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51.28 | .855 | | 18 | 192 | 226 | | 190 | 216 | 14 |
| $TiO_2$ | 0.35 | .005 | 5 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 15.14 | .148 | | 3 | 32 | 113 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.30 | .008 | | | | | 8 | | | |
| FeO | 6.29 | .087 | 5 | | | | 8 | 21 | 46 | 6 |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 11.67 | .208 | | | | 113 | | 95 | | |
| MgO | 10.64 | .266 | | | | | | 74 | 170 | 22 |
| $Na_2O$ | 1.99 | .032 | | | 32 | | | | | |
| $K_2O$ | 0.30 | .003 | | 3 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.47 | | | | | | | | | |
| Summa | 99.43 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 1.69 % | | | |
| Albit | — ab = 16.77 „ | F = 49.9 | Sal = 49.9 | |
| Anorthit | — an = 31.41 „ | | | |
| Diopsid | — di = 21.19 „ | | | |
| Hypersthen | — hy = 23.07 „ | P = 44.3 | | |
| Olivin | — ol = 2.15 „ | O = 2.2 | Fem = 49.1 | |
| Magnetit | — mt = 1.86 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 0.76 „ | M = 2.6 | | |
| | 98.80 % | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 3: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{49.9}{49.1} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0}{49.9} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{35}{113} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{3}{32} < \frac{1}{7}$

| *Salfeman* | *Gallar* | *Camptonas* | *Ornos* |
|---|---|---|---|
| | perfelisch | alkalikalkisch | persodisch |

N:o 44. **Diabas-mandelstein** von Kalliokoski, Vaajoki, Tervola

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | hy |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51.11 | .852 | | 42 | 450 | 86 | | 124 | 154 |
| $TiO_2$ | 1.28 | .016 | 16 | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 12.75 | .125 | | 7 | 75 | 43 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 6.90 | .043 | | | | | 43 | | |
| FeO | 6.81 | .094 | 16 | | | | 43 | 10 | 25 |
| MnO | Sp. | | | | | | | | |
| CaO | 5.87 | .105 | | | | 43 | | 62 | |
| MgO | 7.22 | .181 | | | | | | 52 | 129 |
| $Na_2O$ | 4.67 | .075 | | | 75 | | | | |
| $K_2O$ | 0.65 | .007 | | 7 | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.03 | .000 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.68 | | | | | | | | |
| Summa | 98.97 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 3.89 % | F = 55.1 | Sal = 55.1 | |
| Albit | — ab = 39.27 „ | | | |
| Anorthit | — an = 11.95 „ | | | |
| Diopsid | — di = 13.71 „ | P = 29.8 | Fem = 42.2 | |
| Hypersthen | — hy = 16.10 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 9.98 „ | M = 12.4 | | |
| Ilmenit | — il = 2.43 „ | | | |
| | 97.34 % | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 2: Subrang 5:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{55.1}{42.2} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0.0}{55.1} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{82}{43} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{7}{75} < \frac{7}{1}$

*Salfeman* *Gallar* perfelisch *Kilauas* domalkalisch persodisch

N:o 45. **Uralitdiabas** vom Kemi

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | mt | hm | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51.05 | .851 | | | 72 | 288 | 130 | | | 108 | 195 | 58 |
| $TiO_2$ | 1.22 | .015 | 15 | | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 12.68 | .025 | | | 12 | 48 | 65 | | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 10.23 | .064 | | | | | | 3 | 61 | | | |
| FeO | 3.89 | .054 | 15 | | | | | 3 | | 9 | 32 | |
| MnO | 0.35 | .005 | | | | | | | | | | |
| CaO | 6.83 | .122 | | 3 | | | 65 | | | 54 | | |
| MgO | 8.30 | .208 | | | | | | | | 45 | 163 | |
| $Na_2O$ | 2.96 | .048 | | | | 48 | | | | | | |
| $K_2O$ | 1.06 | .012 | | | 12 | | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.13 | .001 | | 1 | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.33 | | | | | | | | | | | |
| Summa | 100.03 | | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 3.48 % | Q = 3.5 | | |
| Orthoklas | — or = 6.67 „ | | Sal = 53.4 | |
| Albit | — ab = 25.15 „ | F = 49.9 | | |
| Anorthit | — an = 18.07 „ | | | |
| Diopsid | — di = 11.95 „ | P = 32.5 | | |
| Hypersthen | — hy = 20.52 „ | | Fem = 47.3 | |
| Magnetit | — mt = 0.70 „ | | | |
| Hämatit | — hm = 10.40 „ | M = 14.3 | | |
| Ilmenit | — il = 3.20 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 100.45 % | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 3: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{53.4}{47.3} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{3.5}{49.9} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{60}{65} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{12}{48} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

| | | | |
|---|---|---|---|
| *Salfeman* | *Gallar* perfelisch | *Camptonas* alkalikalkisch | *Camptonos* dosodisch |

N:o 46. **Gabbro (Diabas)** von Arvolas Steinbruch, Hyvinge

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | hy |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51.00 | .850 | | 30 | 204 | 254 | | 154 | 211 |
| $TiO_2$ | 0.60 | .008 | 8 | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 16.87 | .166 | | 5 | 34 | 127 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.16 | .014 | | | | | 14 | | |
| FeO | 5.93 | .082 | 8 | | | | 14 | | |
| MnO | 0.65 | .010 | | | | | | 19 | 51 |
| CaO | 11.37 | .204 | | | | 127 | | 77 | |
| MgO | 8.75 | .219 | | | | | | 58 | 161 |
| $Na_2O$ | 2.13 | .034 | | | 34 | | | | |
| $K_2O$ | 0.48 | .005 | | 5 | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.43 | | | | | | | | |
| Summa | 100.37 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 2.78 % | F = 55.9 | Sal = 55.9 | |
| Albit | — ab = 17.82 „ | | | |
| Anorthit | — an = 35.31 „ | | | |
| Diopsid | — di = 17.24 „ | P = 40.1 | | Fem = 44.6 |
| Hypersthen | — hy = 22.83 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 3.25 „ | M = 4.5 | | |
| Ilmenit | — il = 1.22 „ | | | |
| | 100.45 % | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 4: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem}$ $\frac{55.9}{44.6} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0.0}{55.9} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{39}{127} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{5}{34} < \frac{3}{5}$

*Salfeman* *Gallar* perfelisch *Auvergnas* dolkalkisch *Auvergnos* presodisch

N:o 47. **Amphibolit** von Oravaisensaari, Nieder Torneå

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | hy | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 50.45 | .841 | | 18 | 126 | 148 | | 408 | 64 | 80 |
| $TiO_2$ | 0.29 | .004 | 4 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 10.03 | .098 | | 3 | 21 | 74 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.84 | .011 | | | | | 11 | | | |
| FeO | 4.96 | .069 | 4 | | | | 11 | 26 | 8 | 20 |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 15.58 | .278 | | | | 74 | | 204 | | |
| MgO | 14.99 | .375 | | | | | | 178 | 56 | 141 |
| $Na_2O$ | 1.31 | .021 | | | 21 | | | | | |
| $K_2O$ | 0.34 | .003 | | 3 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.39 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.18 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 1.67 % | F = 33.2 | Sal = 33.2 | |
| Albit | — ab = 11.00 „ | | | |
| Anorthit | — an = 20.57 „ | | | |
| Diopsid | — di = 44.10 „ | P = 50.9 | Fem = 66.0 | |
| Hypersthen | — hy = 6.66 „ | | | |
| Olivin | — ol = 11.88 „ | O = 11.9 | | |
| Magnetit | — mt = 2.55 „ | M = 3.2 | | |
| Ilmenit | — il = 0.61 „ | | | |
| | 99.04 % | | | |

Klasse IV: $\frac{Sal}{Fem} = \frac{33.2}{66.0} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ *Dofeman*

Ordnung 1: $\frac{P+O}{M} = \frac{62.8}{3.2} > \frac{7}{1}$ *Hungarar*

Rang 1: $\frac{CaO + MgO + FeO}{Na_2O} = \frac{722}{0} > \frac{7}{1}$ permirlisch

Ordn. 1, Section 2: $\frac{P}{O} = \frac{50.9}{11.9} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$

Rang 1, Section 2: $\frac{MgO + FeO}{CaO} = \frac{446}{204} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ domirisch

Subrang 2: $\frac{MgO}{FeO} = \frac{377}{69} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ domagnesisch

## N:o 48. **Diorit** von Kiiskinkylä, Hogland

anal. Lemberg.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49.80 | .830 | 24 | 114 | 296 | | 146 | 245 | 5 |
| $Al_2O_3$ | 16.35 | .161 | 4 | 19 | 148 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.65 | .004 | | | | 4 | | | |
| FeO | 7.65 | .107 | | | | 4 | 23 | 80 | |
| CaO | 12.35 | .221 | | | 148 | | 73 | | |
| MgO | 8.58 | .215 | | | | | 50 | 165 | |
| $Na_2O$ | 1.20 | .019 | | 19 | | | | | |
| $K_2O$ | 0.42 | .004 | 4 | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.27 | | | | | | | | |
| Summa | 98.27 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 0.30 % | Q = 0.3 | | |
| Orthoklas | — or = 2.22 „ | | Sal = 53.6 | |
| Albit | — ab = 9.96 „ | F = 53.3 | | |
| Anorthit | — an = 41.14 „ | | | |
| Diopsid | — di = 16.51 „ | P = 43.6 | | |
| Hypersthen | — hy = 27.06 „ | | Fem = 44.5 | |
| Magnetit | — mt = 0.93 „ | M = 0.9 | | |
| | 98.12 % | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 4: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{53.6}{44.5} < \frac{5}{3} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0.3}{53.3} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{23}{148} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{4}{19} < \frac{5}{3}$

*Salfeman* *Gallar* perfelisch *Auvergnas* dokalkisch *Auvergnos* presodisch

N:o 49. **Diabas,** umgewandelter, von Impilaks

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | di | hy | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49.70 | .828 | 6 | 114 | 338 | 102 | 260 | 8 |
| $Al_2O_3$ | 19.31 | .189 | 1 | 19 | 169 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.00 | | | | | | | |
| FeO | 8.93 | .124 | | | | 19 | 99 | 6 |
| CaO | 12.27 | .220 | | | 169 | 51 | | |
| MgO | 8.13 | .203 | | | | 32 | 161 | 10 |
| $Na_2O$ | 1.17 | .019 | | 19 | | | | |
| $K_2O$ | 0.14 | .001 | 1 | | | | | |
| $H_2O$ | 0.95 | | | | | | | |
| Summa | 100.60 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 0.56 % | F = 57.5 | Sal = 57.5 | |
| Albit | — ab = 9.96 „ | | | |
| Anorthit | — an = 46.98 „ | | | |
| Diopsid | — di = 11.63 „ | P = 40.8 | Fem = 42.1 | |
| Hypersthen | — hy = 29.17 „ | | | |
| Olivin | — ol = 1.31 „ | O = 1.3 | | |
| | 99.61 % | | | |

| Klasse III: | Ordnung 5: | Rang 5: | Subrang 5: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{57.5}{42.1} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | $\frac{Q}{F} = \frac{0}{57.5} < \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{20}{169} < \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{1}{19} < \frac{1}{7}$ |
| *Salfeman* | *Gallar* perfelisch | *Kedabekas* peralkalisch | persodisch |

## N:o 50. **Diabas** von Föglö, Åland

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | ol | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49.36 | .823 | 120 | 336 | 210 | | 60 | 85 | 12 |
| $Al_2O_3$ | 18.52 | .181 | 20 | 56 | 105 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.91 | .024 | | | | 24 | | | |
| FeO | 10.13 | .140 | | | | 24 | 17 | 99 | |
| CaO | 7.55 | .135 | | | 105 | | 30 | | |
| MgO | 3.37 | .084 | | | | | 13 | 71 | |
| $Na_2O$ | 3.45 | .056 | | 56 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.89 | .020 | 20 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.80 | | | | | | | | |
| Summa | 98.98 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 0.72 % | Q = 0.7 | } | Sal = 70.4 |
| Orthoklas | — or = 11.12 „ | } F = 69.7 | | |
| Albit | — ab = 29.34 „ | | | |
| Anorthit | — an = 29.19 „ | | | |
| Diopsid | — di = 7.02 „ | P = 7.0 | } | Fem = 27.6 |
| Olivin | — ol = 15.04 „ | O = 15.0 | | |
| Magnetit | — mt = 5.57 „ | M = 5.6 | | |
| | 98.00 % | | | |

Klasse II: Ordnung 5: Rang 3: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{70.4}{27.6} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0.7}{69.7} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{76}{105} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{20}{56} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

| *Dosalan* | *Germanar* perfelisch | *Andas* alkalikalkisch | *Andos* dosodisch |
|---|---|---|---|

N:o 51. **Diabas** (feinkörniger Labradorporphyrit) von Föglö, Åland

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49.17 | .819 | 54 | 360 | 148 | | 162 | 92 |
| $Al_2O_3$ | 14.59 | .143 | 9 | 60 | 74 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.91 | .024 | | | | 24 | | |
| FeO | 12.94 | .180 | | | | 24 | 48 | 108 |
| CaO | 8.78 | .155 | | | 74 | | 81 | |
| MgO | 4.32 | .108 | | | | | 33 | 75 |
| $Na_2O$ | 3.68 | .060 | | 60 | | | | |
| $K_2O$ | 0.79 | .009 | 9 | | | | | |
| $H_2O$ | 0.58 | | | | | | | |
| Summa | 98.76 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 5.00 % | | | |
| Albit | — ab = 31.44 „ | F = 57.0 | Sal = 57.0 | |
| Anorthit | — an = 20.57 „ | | | |
| Diopsid | — di = 19.04 „ | P = 19.0 | | |
| Olivin | — ol = 16.34 „ | O = 16.3 | Fem = 40.9 | |
| Magnetit | — mt = 5.57 „ | M = 5.6 | | |
| | 97.96 % | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 3: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{57.0}{40.9} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0}{57.0} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{69}{74} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{9}{60} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Gallar* perfelisch *Camptonas* alkalikalkisch *Camptonos* dosodisch

## N:o 52. **Uralitdiabas** von Herajärvi, Juuka

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49.03 | .817 | | 36 | 114 | 156 | | | 447 | 64 |
| $TiO_2$ | 0.80 | .010 | 10 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 16.20 | .159 | | 6 | 19 | 78 | 56 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 5.28 | .033 | | | | | | 33 | | |
| FeO | 4.69 | .065 | 10 | | | | | 33 | 24 | |
| MnO | 0.15 | .002 | | | | | | | | |
| CaO | 4.35 | .078 | | | | 78 | | | | |
| MgO | 16.90 | .423 | | | | | | | 423 | |
| $Na_2O$ | 1.19 | .019 | | | 19 | | | | | |
| $K_2O$ | 0.62 | .006 | | 6 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.00 | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.61 | | | | | | | | | |
| Summa | 99.82 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 3.84 % | Q = 3.8 | | |
| Orthoklas | — or = 3.34 „ | | | |
| Albit | — ab = 9.96 „ | F = 35.0 | Sal = 44.5 | |
| Anorthit | — an = 21.68 „ | | | |
| Corund | — C = 5.71 „ | C = 5.7 | | |
| Hypersthen | — hy = 45.47 „ | P = 45.5 | Fem = 54.7 | |
| Magnetit | — mt = 7.66 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 1.52 „ | M = 9.2 | | |
| | 99.18 % | | | |

| Klasse III: | Ordnung 5: | Rang 4: | Subrang 3: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{44.5}{54.7} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | $\frac{Q}{F} = \frac{3.8}{35.0} < \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{25}{78} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{6}{19} < \frac{3}{5}$ |
| *Salfeman* | *Gallar* perfelisch | *Auvergnas* dokalkisch | *Auvergnos* presodisch |

N:o 53. **Trapp,** S von Laanila, Enare

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46.55 | .776 | | | 24 | 198 | 194 | | 94 | 242 | 24 |
| $TiO_2$ | 2.22 | .028 | 28 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 13.71 | .134 | | | 4 | 33 | 97 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 4.44 | .028 | | | | | | 28 | | | |
| FeO | 11.80 | .164 | 28 | | | | | 28 | 18 | 94 | |
| MnO | 0.29 | .004 | | | | | | | | | |
| CaO | 10.16 | .181 | | 37 | | | 97 | | 47 | | |
| MgO | 7.09 | .177 | | | | | | | 29 | 148 | |
| $Na_2O$ | 2.04 | .033 | | | | 33 | | | | | |
| $K_2O$ | 0.37 | .004 | | | 4 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 1.52 | .011 | | 11 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.17 | | | | | | | | | | |
| Summa | 100.36 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 1.44 % | Q = 1.4 | | |
| Orthoklas | — or = 2.22 „ | F = 46.5 | Sal = 47.9 | |
| Albit | — ab = 17.29 „ | | | |
| Anorthit | — an = 26.97 „ | | | |
| Diopsid | — di = 9.73 „ | P = 36.9 | Fem = 51.1 | |
| Hypersthen | — hy = 27.21 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 6.50 „ | M = 10.8 | | |
| Ilmenit | — il = 4.26 „ | | | |
| Apatit | — ap = 3.41 „ | A = 3.4 | | |
| | 99.03 % | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 4: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{47.9}{51.1} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{1.4}{46.5} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{37}{97} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{4}{33} < \frac{3}{5}$

*Salfeman* *Gallar* perfelisch *Auvergnas* dokalkisch *Auvergnos* presodisch

## N:o 54. **Diabas** von Nystad

Durchschnitt von 7 Analysen von Hj. Gylling.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46.12 | .769 | 114 | 204 | 152 | | 220 | 65 | 19 |
| $Al_2O_3$ | 13.22 | .129 | 19 | 34 | 76 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 12.57 | .079 | | | | 79 | | | |
| FeO | 7.84 | .109 | | | | 79 | 19 | 11 | |
| CaO | 10.40 | .186 | | | 76 | | 110 | | |
| MgO | 5.78 | .145 | | | | | 91 | 54 | |
| $Na_2O$ | 2.13 | .034 | | 34 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.81 | .019 | 19 | | | | | | |
| Summa | 99.87 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 0.84 % | Q = 0.8 | | |
| Orthoklas | — or = 10.56 „ | | Sal = 50.3 | |
| Albit | — ab = 17.82 „ | F = 49.5 | | |
| Anorthit | — an = 21.13 „ | | | |
| Diopsid | — di = 24.37 „ | P = 31.2 | | Fem = 49.5 |
| Hypersthen | — hy = 6.85 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 18.33 „ | M = 18.3 | | |
| | 99.90 % | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 3: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{50.3}{49.5} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0.8}{49.5} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{53}{76} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{19}{34} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Gallar* perfelisch *Camptonas* alkalikalkisch *Camptonos* dosodisch

N:o 55. **Ijolith,** mittelkörniger, von Iivaara, Kuusamo
anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | lc | ne | an | mt | di | wo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 43.70 | .728 | | | 48 | 92 | 316 | 12 | | 230 | 33 |
| $TiO_2$ | 0.89 | .011 | 11 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 19.77 | .194 | | | 8 | 23 | 158 | 6 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.35 | .021 | | | | | | | 21 | | |
| FeO | 3.47 | .048 | 11 | | | | | | 21 | 16 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | | |
| CaO | 10.30 | .184 | | 30 | | | | 6 | | 115 | 33 |
| MgO | 3.94 | .099 | | | | | | | | 99 | |
| $Na_2O$ | 9.78 | .158 | | | | | 158 | | | | |
| $K_2O$ | 2.87 | .031 | | | 8 | 23 | | | | | |
| $P_2O_5$ | 1.34 | .009 | | 9 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.89 | .049 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.30 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 44.87 % | L = 54.9 | Sal = 61.0 | |
| Leucit | — lc = 10.03 „ | | | |
| Orthoklas | — or = 4.45 „ | F = 6.1 | | |
| Anorthit | — an = 1.67 „ | | | |
| Diopsid | — di = 25.35 „ | P = 29.2 | Fem = 38.5 | |
| Wollastonit | — wo = 3.83 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 4.87 „ | M = 6.5 | | |
| Ilmenit | — il = 1.67 „ | | | |
| Apatit | — ap = 2.79 „ | A = 2.8 | | |
| | 99.53 % | | | |

Klasse III: Ordnung 4: Rang 3: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{61.0}{38.5} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{54.9}{6.1} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{189}{6} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{31}{158} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Finnar* perlenisch *Ijolas* peralkalisch *Ivaaros* dosodisch

N:o 56. **Ijolith,** sehr nephelinreicher, von Iivaara, Kuusamo

anal. A. Zilliacus.

| | % | Mol. | lc | kp | ne | ac | ns | ap | ol | am | il |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 43.02 | .717 | 84 | 22 | 418 | 92 | 7 | | 35 | 60 | |
| $TiO_2$ | 0.63 | .008 | | | | | | | | | 8 |
| $Al_2O_3$ | 24.63 | .241 | 21 | 11 | 209 | | | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.59 | .023 | | | | 23 | | | | | |
| FeO | 2.17 | .030 | | | | | | | 22 | | 8 |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | | |
| CaO | 5.47 | .097 | | | | | | 17 | | 80 | |
| MgO | 1.96 | .049 | | | | | | | 49 | | |
| $Na_2O$ | 14.81 | .239 | | | 209 | 23 | 7 | | | | |
| $K_2O$ | 2.99 | .032 | 21 | 11 | | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.70 | .005 | | | | | | 5 | | | |
| $H_2O$ | | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.97 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Leucit | — lc = 9.16 % | L = 72.0 | Sal = 72.0 | |
| Nephelin | — ne = 59.36 „ | | | |
| Kaliophilit | — kp = 3.48 „ | | | |
| Acmit | — ac = 10.63 „ | P = 11.5 | | Fem = 28.9 |
| $Na_2O$-metasil. | — ns = 0.85 „ | | | |
| Olivin | — ol = 6.42 „ | O = 14.5 | | |
| Åkermanit | — am = 8.08 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 1.22 „ | M = 1.2 | | |
| Apatit | — ap = 1.68 „ | A = 1.7 | | |
| | 100.88 % | | | |

Klasse II: Ordnung 9: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{72.0}{28.9} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{72.0}{0.0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{241}{0.0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{32}{209} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Lappar* perlenisch *Urtas* peralkalisch *Urtos* dosodisch

N:o 57. **Ijolith,** feinkörniger, von Iivaara, Kuusamo
anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | lc | ne | ac | ns | di | ol | am |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 42.07 | .701 | | | 80 | 326 | 44 | 3 | 200 | | 27 |
| $TiO_2$ | 1.00 | .013 | 13 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 18.68 | .183 | | | 20 | 163 | | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.68 | .011 | | | | | 11 | | | | |
| FeO | 4.39 | .061 | 13 | | | | | | 38 | 15 | |
| MnO | 0.37 | .005 | | | | | | | | | |
| CaO | 10.83 | .193 | | 57 | | | | | 100 | | 36 |
| MgO | 3.53 | .088 | | | | | | | 62 | 26 | |
| $Na_2O$ | 11.00 | .177 | | | | 163 | 11 | 3 | | | |
| $K_2O$ | 1.87 | .020 | | | 20 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 2.44 | .017 | | 17 | | | | | | | |
| $CO_2$ | 0.60 | | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.20 | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.66 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Leucit | — lc = 8.72 % | L = 55.0 | Sal = 55.0 | |
| Nephelin | — ne = 46.29 „ | | | |
| Diopsid | — di = 22.82 „ | P = 28.3 | Fem = 42.6 | |
| Acmit | — ac = 5.08 „ | | | |
| $Na_2O$-metasil. | — ns = 0.37 „ | | | |
| Olivin | — ol = 3.31 „ | O = 7.0 | | |
| Åkermanit | — am = 3.64 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 1.98 „ | M = 2.0 | | |
| Apatit | — ap = 5.27 „ | A = 5.3 | | |
| | 97.48 % | | | |

Klasse III: Ordnung 9: Rang 1: Subrang 5:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{55.0}{42.6} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{F}{\bar{F}} = \frac{55.0}{0.0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{183}{0.0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{20}{163} < \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Finnar* *Ijolas* peralkalisch *Ijolos* persodisch

N:o 58. **Ijolith,** mittelkörniger, von Iivaara, Kuusamo

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | il | ap | or | ne | an | ac | di | wo | C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 42.79 | .713 | | | 108 | 244 | 36 | 112 | 122 | 91 | |
| $TiO_2$ | 1.10 | .014 | 14 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 19.89 | .195 | | | 18 | 122 | 18 | | | | 37 |
| $Fe_2O_3$ | 4.39 | .028 | | | | | | 28 | | | |
| FeO | 2.33 | .032 | 14 | | | | | | 14 | | |
| MnO | 0.41 | .006 | | | | | | | | | |
| CaO | 11.76 | .210 | | 40 | | | 18 | | 61 | 91 | |
| MgO | 1.87 | .047 | | | | | | | 47 | | |
| $Na_2O$ | 9.31 | .150 | | | | 122 | | 28 | | | |
| $K_2O$ | 1.67 | .018 | | | 18 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 1.70 | .012 | | 12 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.99 | | | | | | | | | | |
| Summa | 98.21 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 34.65 % | L = 34.7 | | |
| Orthoklas | — or = 10.01 „ | F = 15.0 | Sal = 53.5 | |
| Anorthit | — an = 5.00 „ | | | |
| Corund | — C = 3.77 „ | C = 3.8 | | |
| Diopsid | — di = 13.63 „ | | | |
| Acmit | — ac = 12.94 „ | P = 37.1 | Fem = 42.9 | |
| Wollastonit | — wo = 10.56 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 2.13 „ | M = 2.1 | | |
| Apatit | — ap = 3.72 „ | A = 3.7 | | |
| | 96.41 % | | | |

Klasse III: Ordnung 8: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{53.5}{42.9} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{L}{F} = \frac{34.7}{15.0} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{140}{18} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{18}{122} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Bohemar* feldolenisch *Chotas* peralkalisch dosodisch

N:o 59. **Natronsussexit** von Penikkavaara, Kuusamo

anal. M. Dittrich.

| | % | Mol. | il | or | ab | ne | ac | ns | di | wo | S:ma | Diff. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 47.43 | .791 | | 126 | 18 | 414 | 116 | 4 | 66 | 46 | 790 | —1 |
| $TiO_2$ | 0.10 | .001 | 1 | | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 23.60 | .231 | | 21 | 3 | 207 | | | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 4.59 | .029 | | | | | 29 | | | | | |
| FeO | 1.20 | .017 | 1 | | | | | | 16 | | | |
| MnO | 0.00 | | | | | | | | | | | |
| CaO | 4.42 | .079 | | | | | | | 33 | 46 | | |
| MgO | 0.67 | .017 | | | | | | | 17 | | | |
| $Na_2O$ | 15.08 | .243 | | | 3 | 207 | 29 | 4 | | | | |
| $K_2O$ | 2.00 | .021 | | 21 | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.00 | | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.09 | | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 59.64 % | L = 59.6 | } Sal = 72.3 | |
| Orthoklas | — or = 11.12 „ | } F = 12.7 | | |
| Albit | — ab = 1.57 „ | | | |
| Diopsid | — di = 7.64 „ | } P = 26.9 | } Fem = 27.1 | |
| Acmit | — ac = 13.40 „ | | | |
| $Na_2O$-metasil. | — ns = 0.49 „ | | | |
| Wollastonit | — wo = 5.34 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 0.15 „ | M = 0.2 | | |
| | 99.35 % | | | |

Klasse II: Ordnung 8: Rang 1: Subrang 5:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{72.3}{27.1} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{L}{F} = \frac{59.6}{12.7} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{210}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{21}{210} < \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Campanar*

feldolenisch peralkalisch persodisch

## N:o 60. **Essexit** von Penikkavaara, Kuusamo

anal. A. Zillicus.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | mt | di | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45.66 | .761 | | | 24 | 252 | 136 | | 184 | 138 |
| $TiO_2$ | 2.75 | .035 | 35 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 11.64 | .114 | | | 4 | 42 | 68 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.57 | .022 | | | | | | 22 | | |
| FeO | 10.61 | .147 | 35 | | | | | 22 | 23 | 67 |
| MgO | 11.08 | .277 | | | | | | | 69 | 208 |
| CaO | 9.11 | .163 | | 3 | | | 68 | | 92 | |
| $Na_2O$ | 2.60 | .042 | | | | 42 | | | | |
| $K_2O$ | 0.44 | .004 | | | 4 | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.26 | .001 | | 1 | | | | | | |
| Summa | 97.72 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 2.22 % | | | |
| Albit | — ab = 22.01 „ | F = 43.1 | Sal = 43.1 | |
| Anorthit | — an = 18.90 „ | | | |
| Diopsid | — di = 20.61 „ | P = 20.6 | | |
| Olivin | — ol = 21.40 „ | O = 21.4 | | |
| Magnetit | — mt = 5.10 „ | M = 10.4 | | Fem = 52.7 |
| Ilmenit | — il = 5.32 „ | | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 95.87 % | | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 3: Subrang 5:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{43.1}{52.7} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{QL}{F} = \frac{0}{43.1} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{46}{68} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{4}{42} < \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Gallar* perfelisch *Camptonas* alkalikalkisch *Ornos* persodisch

N:o 61. **Pyroxensyenit** von Ahvenvaara, Kuusamo

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | an | ac | di | ol | ns |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 63.76 | 1.063 | | | 384 | 612 | 10 | 4 | 44 | 6 | 5 |
| $TiO_2$ | 0.70 | .009 | 9 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 17.37 | .171 | | | 64 | 102 | 5 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.10 | .001 | | | | | | 1 | | | |
| FeO | 1.11 | .015 | 9 | | | | | | 7 | 4 | |
| MnO | 0.37 | .005 | | | | | | | | | |
| CaO | 1.72 | .030 | | 3 | | | 5 | | 22 | | |
| MgO | 0.93 | .023 | | | | | | | 15 | 8 | |
| $Na_2O$ | 6.69 | .108 | | | | 102 | | 1 | | | 5 |
| $K_2O$ | 5.97 | .064 | | | 64 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.16 | .001 | | 1 | | | | | | | |
| $CO_2$ | 0.00 | | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.40 | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.28 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 35.58 % | F = 90.5 | Sal = 90.5 | |
| Albit | — ab = 53.54 „ | | | |
| Anorthit | — an = 1.39 „ | | | |
| Diopsid | — di = 4.97 „ | P = 6.0 | | Fem = 8.7 |
| Acmit | — ac = 0.46 „ | | | |
| Natronmetasil. | — ns = 0.61 „ | | | |
| Olivin | — ol = 0.97 „ | O = 1.0 | | |
| Ilmenit | — il = 1.37 „ | M = 1.4 | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 0.3 | | |
| | 99.20 % | | | |

| Klasse I: | Ordnung 5: | Rang 1: | Subrang 3: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{90.5}{8.7} > \frac{7}{1}$ | $\frac{Q}{F} = \frac{0}{90.51} < \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{166}{5} > \frac{7}{1}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{64}{102} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ |
| *Persalan* | *Canadar* perfelisch | *Nordmarkas* peralkalisch | *Phlegros* |

## N:o 46. **Pyroxenapatitsyenit** von Ahvenvaara, Kuusamo

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | ac | mt | di | wo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49.57 | .826 | | | 204 | 360 | 76 | | 158 | 26 |
| $TiO_2$ | 0.65 | .009 | 9 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 9.61 | .094 | | | 34 | 60 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 5.59 | .035 | | | | | 19 | 16 | | |
| FeO | 4.59 | .064 | 9 | | | | | 16 | 47 | |
| MnO | 0.57 | .008 | | | | | | | | |
| CaO | 13.91 | .248 | | 143 | | | | | 79 | 26 |
| MgO | 1.28 | .032 | | | | | | | 32 | |
| $Na_2O$ | 4.90 | .079 | | | | 60 | 19 | | | |
| $K_2O$ | 3.23 | .034 | | | 34 | | | | | |
| $P_2O_5$ | 5.98 | .043 | | 43 | | | | | | |
| $CO_2$ | 0.00 | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.38 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.26 | | | | | | | | | |

### Norm:

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or | = 18.90 % | F = 50.3 | Sal = 50.3 |
| Albit | — ab | = 31.44 „ | | |
| Diopsid | — di | = 18.56 „ | P = 30.4 | Fem = 48.8 |
| Acmit | — ac | = 8.78 „ | | |
| Wollastonit | — wo | = 3.02 „ | | |
| Magnetit | — mt | = 3.71 „ | M = 5.1 | |
| Ilmenit | — il | = 1.37 „ | | |
| Apatit | — ap | = 13.33 „ | A = 13.3 | |
| | | 99.11 % | | |

Klasse III: Ordnung 5: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{50.3}{48.8} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{QL}{F} = \frac{0}{50.3} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{94}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{34}{60} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Gallar* perfelisch *Orendas* peralkalisch dosodisch

N:o 63. **Cancrinitsyenit** von Pyhäkuru, Kuolajärvi

anal. I. G. Sundell.

| | % | Mol. | il | ap | cc | or | ab | ne | ac | ns | di |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 52.24 | .871 | | | | 396 | 126 | 228 | 96 | 3 | 20 |
| $TiO_2$ | 0.32 | .004 | 4 | | | | | | | | |
| $ZrO_2$ | Sp. | | | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 20.46 | .201 | | | | 66 | 21 | 114 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.82 | .024 | | | | | | | 24 | | |
| FeO | 0.68 | .009 | | | | | | | | | |
| NiO | 0.05 | .001 | 4 | | | | | | | | 7 |
| MnO | 0.09 | .001 | | | | | | | | | |
| CaO | 2.39 | .043 | | | | | | | | | |
| SrO | 0.09 | .001 | | 3 | 32 | | | | | | 10 |
| BaO | 0.06 | .001 | | | | | | | | | |
| MgO | 0.14 | .003 | | | | | | | | | |
| $Na_2O$ | 10.05 | .162 | | | | | 21 | 114 | 24 | 3 | 3 |
| $K_2O$ | 6.18 | .066 | | | | 66 | | | | | |
| $H_2O$ | 1.84 | | | | | | | | | | |
| $CO_2$ | 1.69 | .039 | | | 32 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.05 | .001 | | 1 | | | | | | | |
| S | Sp. | | | | | | | | | | |
| Summa | 100.15 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 32.38 % | L = 32.4 | Sal = 80.1 | |
| Orthoklas | — or = 36.70 „ | F = 47.7 | | |
| Albit | — ab = 11.00 „ | | | |
| Diopsid | — di = 2.38 „ | P = 13.8 | Fem = 17.8 | |
| Acmit | — ac = 11.09 „ | | | |
| $Na_2O$-metasil. | — ns = 32.38 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 0.61 „ | M = 0.6 | | |
| Apatit | — ap = 0.31 „ | A = 3.4 | | |
| Calcit | — cc = 3.20 „ | | | |
| | 98.04 % | | | |

| Klasse I: | Ordnung 7: | Rang 1: | Subrang 4: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{80.1}{17.8} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | $\frac{L}{F} = \frac{32.4}{47.7} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{201}{0} > \frac{7}{1}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{66}{135} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ |
| *Dosalan* | *Italar* lenfelisch | *Chibinas *)* peralkalisch | *Chibinos *)* dosodisch |

*) Siehe die Anmerkung N:o 63.

## N:o 64. **Nephelinporphyr** von Pyhäkuru, Kuolajärvi

anal. I. G. Sundell.

| | % | Mol. | il | ap | or | ab | ne | ac | ns | di | cc | wo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45.48 | .758 | | | 240 | 42 | 274 | | 4 | 95 | | 6 |
| $TiO_2$ | 1.18 | .015 | 15 | | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 18.75 | .184 | | | 40 | 7 | 137 | | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.99 | .025 | | | | | | 25 | | | | |
| FeO | 1.57 | .022 | 15 | | | | | | | 10 | | |
| MnO | 0.15 | .003 | | | | | | | | | | |
| CaO | 7.22 | .129 | | 13 | | | | | | 47 | 64 | 6 |
| BaO | 0.13 | .001 | | | | | | | | | | |
| MgO | 1.50 | .038 | | | | | | | | 38 | | |
| $Na_2O$ | 10.69 | .173 | | | | 7 | 137 | 25 | 4 | | | |
| $K_2O$ | 3.80 | .040 | | | 40 | | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.46 | .004 | | 4 | | | | | | | | |
| $CO_2$ | 2.77 | .064 | | | | | | | | | 64 | |
| $H_2O$ | 2.10 | | | | | | | | | | | |
| Summa | 99.79 | | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 38.91 % | L = 38.9 | | Sal = 64.8 |
| Orthoklas | — or = 22.24 „ | F = 25.9 | | |
| Albit | — ab = 3.67 „ | | | |
| Diopsid | — di = 10.57 „ | | | |
| Acmit | — ac = 11.55 „ | P = 23.3 | | Fem = 33.3 |
| $Na_2O,SiO_2$ | — ns = 0.49 „ | | | |
| Wollastonit | — wo = 0.70 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 2.28 „ | M = 2.3 | | |
| Calcit | — cc = 6.40 „ | A = 7.7 | | |
| Apatit | — ap = 1.34 „ | | | |
| | 97.77 % | | | |

Klasse II: $\frac{Sal}{Fem}\ \frac{64.8}{33.5} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ — *Dosalan*

Ordnung 7: $\frac{L}{F} = \frac{38.9}{25.9} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ — *Italar*, lenfelisch

Rang 1: $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{184}{0} > \frac{7}{1}$ — *Chibinas*, peralkalisch

Subrang 4: $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{40}{144} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ — *Chibinos*, dosodisch

N:o 65. **Nephelinsyenit** (Haupttypus), von Tschaschnatschorr, Umptek, Halbinsel Kola

anal. F. Eichleiter.

| | % | Mol. | il | Z | so | or | ab | ne | ac | mt | di |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 54.14 | .902 | | 7 | 8 | 336 | 222 | 210 | 52 | | 68 |
| $TiO_2$ | 0.95 | .012 | 12 | | | | | | | | |
| $ZrO_2$ | 0.92 | .007 | | 7 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 20.61 | .202 | | | 4 | 56 | 37 | 105 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.28 | .021 | | | | | | | 13 | 8 | |
| FeO | 2.08 | .029 | 12 | | | | | | | 8 | 13 |
| MnO | 0.25 | .004 | | | | | | | | | |
| CaO | 1.85 | .033 | | | | | | | | | 34 |
| MgO | 0.83 | .021 | | | | | | | | | 21 |
| $Na_2O$ | 9.87 | .159 | | | 4 | | 37 | 105 | 13 | | |
| $K_2O$ | 5.25 | .056 | | | | 56 | | | | | |
| Cl | 0.12 | .004 | | | 4 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.40 | | | | | | | | | | |
| Summa | 100.55 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 29.82 % | L = 31.4 | | |
| Sodalit | — so = 1.61 „ | | | |
| Orthoklas | — or = 31.14 „ | F = 50.5 | Sal = 83.2 | |
| Albit | — ab = 19.39 „ | | | |
| Zirkon | — Z = 1.28 „ | Z = 1.3 | | |
| Diopsid | — di = 7.76 „ | P = 13.8 | | |
| Acmit | — ac = 6.01 „ | | Fem = 17.5 | |
| Magnetit | — mt = 1.86 „ | M = 3.7 | | |
| Ilmenit | — il = 1.82 „ | | | |
| | 100.69 % | | | |

| Klasse II: | Ordnung 7: | Rang 1: | Subrang 4: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{83.2}{17.5} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | $\frac{L}{F} = \frac{31.4}{50.5} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{93}{0} > \frac{7}{1}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{56}{146} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ |
| *Dosalan* | *Italar* lenfelisch | *Chibinas* peralkalisch | *Chibinos* dosodisch |

N:o 66. **Nephelinsyenit** (Haupttypus) von d. Rabotspitze, Umptek, Halbinsel Kola

anal. V. Hackman.

| | % | Mol. | il | or | ab | ne | ac | di | ol | mt |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 52.25 | .871 | | 390 | 144 | 258 | 20 | 54 | 6 | |
| $TiO_2$ | 0.60 | .008 | 8 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 22.24 | .218 | | 65 | 24 | 129 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.42 | .015 | | | | | 5 | | | 10 |
| FeO | 1.98 | .027 | 8 | | | | | 11 | 5 | 10 |
| MnO | 0.53 | .007 | | | | | | | | |
| CaO | 1.54 | .027 | | | | | | 27 | | |
| MgO | 0.96 | .024 | | | | | | 16 | 8 | |
| $Na_2O$ | 9.78 | .158 | | | 24 | 129 | 5 | | | |
| $K_2O$ | 6.13 | .065 | | 65 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.73 | | | | | | | | | |
| Summa | 99.16 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 36.64 % | L = 36.6 | | |
| Orthoklas | — or = 36.14 „ | F = 48.7 | Sal = 85.3 | |
| Albit | — ab = 12.58 „ | | | |
| Diopsid | — di = 6.18 „ | P = 8.5 | | |
| Acmit | — ac = 2.31 „ | | | |
| Olivin | — ol = 1.17 „ | O = 1.2 | Fem = 13.2 | |
| Magnetit | — mt = 2.32 „ | M = 3.5 | | |
| Ilmenit | — il = 1.22 „ | | | |
| | 98.56 % | | | |

Klasse II: Ordnung 7: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{85.3}{13.2} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\quad \frac{L}{F} = \frac{36.6}{48.7} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\quad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{92}{0} > \frac{7}{1}$ $\quad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{65}{126} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dosalan* — *Italar* lenfelisch — *Chibinas* peralkalisch — *Chibinos* dosodisch

N:o 67. **Nephelinsyenit,** mittelkörniger, von Tuoljlucht, Umptek, Halbinsel Kola

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | il | or | ab | ne | ac | ns | di | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 57.78 | .963 | | 186 | 522 | 68 | 76 | 37 | 60 | 16 |
| $TiO_2$ | 1.83 | .023 | 23 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 15.45 | .152 | | 31 | 87 | 34 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.06 | .019 | | | | | 19 | | | |
| FeO | 3.11 | .043 | 23 | | | | | | 16 | 18 |
| MnO | 0.98 | .014 | | | | | | | | |
| CaO | 1.72 | .030 | | | | | | | 30 | |
| MgO | 1.13 | .028 | | | | | | | 14 | 14 |
| $Na_2O$ | 11.03 | .177 | | | 87 | 34 | 19 | 37 | | |
| $K_2O$ | 2.89 | .031 | | 31 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.94 | | | | | | | | | |
| Summa | 99.92 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 9.66 % | L = 9.7 | Sal = 72.5 | |
| Orthoklas | — or = 17.24 „ | F = 62.8 | | |
| Albit | — ab = 45.59 „ | | | |
| Diopsid | — di = 6.99 „ | P = 20.3 | Fem = 26.6 | |
| Acmit | — ac = 8.78 „ | | | |
| Natronmetasil. | — ns = 4.51 „ | | | |
| Olivin | — ol = 2.82 „ | O = 2.8 | | |
| Ilmenit | — il = 3.50 „ | M = 3.5 | | |
| | 99.09 % | | | |

Klasse II: Ordnung 6: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{72.5}{26.6} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{L}{F} = \frac{9.7}{62.8} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{152}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{31}{121} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Norgar* lendofelisch *Laurdalas* peralkalisch *Laurdalos* dosodisch

N:o 68. **Nephelinsyenit,** mittelkörniger, von Poutelitschorr, Umptek, Halbinsel Kola

anal. F. Eichleiter.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | ne | mt | di | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 56.40 | .940 | | 306 | 420 | 42 | 136 | | 22 | 12 |
| $TiO_2$ | 0.64 | .010 | 10 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 21.36 | .210 | | 51 | 70 | 21 | 68 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.96 | .018 | | | | | | 18 | | |
| FeO | 2.39 | .033 | 10 | | | | | 18 | 4 | 8 |
| MnO | 0.49 | .007 | | | | | | | | |
| CaO | 1.81 | .032 | | | | 21 | | | 11 | |
| MgO | 0.90 | .023 | | | | | | | 7 | 16 |
| $Na_2O$ | 8.57 | .038 | | | 70 | | 68 | | | |
| $K_2O$ | 4.83 | .051 | | 51 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.01 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.56 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 19.31 % | L = 19.3 | | |
| Orthoklas | — or = 28.36 „ | | Sal = 90.2 | |
| Albit | — ab = 36.68 „ | F = 70.9 | | |
| Anorthit | — an = 5.84 „ | | | |
| Diopsid | — di = 2.51 „ | P = 2.5 | | |
| Olivin | — ol = 1.94 „ | O = 1.9 | Fem = 10.1 | |
| Magnetit | — mt = 4.18 „ | M = 5.7 | | |
| Ilmenit | — il = 1.52 „ | | | |
| | 100.34 % | | | |

Klasse I: Ordnung 6: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{90.2}{10.1} > \frac{7}{1}$ $\frac{L}{F} = \frac{19.3}{70.9} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{189}{21} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{51}{138} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Persalan* *Russar* lendofelisch *Miaskas* peralkalisch *Miaskos* dosodisch

N:o 69. **Tinguait** von Njurjawrpachk, Umptek, Halbinsel Kola

anal. K. Kjellin.

| | % | Mol. | or | ab | an | ne | mt | di | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 54.46 | .908 | 180 | 534 | 52 | 102 | | 24 | 18 |
| $TiO_2$ | Sp. | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 19.96 | .196 | 30 | 89 | 26 | 51 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.34 | .014 | | | | | 14 | | |
| FeO | 3.33 | .046 | | | | | 14 | 8 | 24 |
| MnO | | | | | | | | | |
| CaO | 2.12 | .038 | | | 26 | | | 12 | |
| MgO | 0.61 | .015 | | | | | | 4 | 11 |
| $Na_2O$ | 8.68 | .140 | | 89 | | 51 | | | |
| $K_2O$ | 2.76 | .030 | 30 | | | | | | |
| $H_2O$ | 5.20 | | | | | | | | |
| Summa | 99.46 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 14.48 % | L = 14.5 | | |
| Orthoklas | — or = 16.68 „ | | | Sal = 85.0 |
| Albit | — ab = 46.63 „ | F = 70.5 | | |
| Anorthit | — an = 7.23 „ | | | |
| Diopsid | — di = 2.85 „ | P = 2.9 | | |
| Olivin | — ol = 3.15 „ | O = 3.1 | | Fem = 9.2 |
| Magnetit | — mt = 3.25 „ | M = 3.2 | | |
| | 94.27 % | | | |

Klasse I: Ordnung 6: Rang 2: Subrang 4:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{85.0}{9.2} > \frac{7}{1} \qquad \frac{L}{F} = \frac{14.5}{70.5} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \qquad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{170}{26} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \qquad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{30}{140} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

| *Persalan* | *Russar* | *Viezzenas* | *Viezzenos* |
|---|---|---|---|
| | lendofelisch | domalkalisch | dosodisch |

## N:o 70. **Nephelinporphyr** von Wudjavrtschorr, Umptek, Halbinsel Kola

anal. V. Hackman.

| | % | Mol. | il | lc | ne | ac | ns | am | ol | kp |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45.64 | .761 | | 272 | 234 | 84 | 48 | 60 | 47 | 12 |
| $TiO_2$ | 2.44 | .031 | 31 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 19.50 | .191 | | 68 | 117 | | | | | 6 |
| $Fe_2O_3$ | 3.47 | .021 | | | | 21 | | | | |
| FeO | 3.34 | .047 | 31 | | | | | | 18 | |
| MnO | 0.19 | .002 | | | | | | | | |
| CaO | 4.45 | .080 | | | | | | 80 | | |
| MgO | 3.04 | .076 | | | | | | | 76 | |
| $Na_2O$ | 11.57 | .186 | | | 117 | 21 | 48 | | | |
| $K_2O$ | 6.96 | .074 | | 68 | | | | | | 6 |
| $H_2O$ | 0.16 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.76 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 33.23 % | L = 64.8 | Sal = 64.8 | |
| Leucit | — lc = 29.65 „ | | | |
| Kaliophilit | — kp = 1.90 „ | | | |
| Acmit | — ac = 9.70 „ | P = 15.6 | | Fem = 35.5 |
| $Na_2O$-metasil. | — mt = 5.86 „ | | | |
| Åkermanit | — am = 8.08 „ | O = 15.2 | | |
| Olivin | — ol = 7.16 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 4.71 „ | A = 4.7 | | |
| | 100.29 % | | | |

Klasse II: Ordnung 9: Rang 1: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{64.8}{35.5} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{L}{F} = \frac{64.8}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{191}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{74}{117} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Dosalan* *Lappar* perlenisch *Urtas* peralkalisch *Arkansos* sodipotassisch

N:o 71. **Ijolith** von Kaljokthal, Umptek, Halbinsel Kola

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | il | or | ab | ne | ac | mt | di | wo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46.63 | .777 | | 126 | 90 | 222 | 24 | | 224 | 88 |
| $TiO_2$ | 1.12 | .014 | 14 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 15.03 | .147 | | 21 | 15 | 111 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 5.91 | .037 | | | | | 6 | 31 | | |
| FeO | 5.09 | .070 | 14 | | | | | 31 | 25 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 11.23 | .200 | | | | | | | 112 | 88 |
| MgO | 3.47 | .087 | | | | | | | 87 | |
| $Na_2O$ | 8.16 | .132 | | | 15 | 111 | 6 | | | |
| $K_2O$ | 1.96 | .021 | | 21 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.35 | | | | | | | | | |
| Summa | 98.95 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 31.52 % | L = 31.5 | } Sal = 51.0 | |
| Orthoklas | — or = 11.48 „ | } F = 19.5 | | |
| Albit | — ab = 7.86 „ | | | |
| Diopsid | — di = 24.99 „ | } P = 38.0 | } Fem = 47.3 | |
| Acmit | — ac = 2.77 „ | | | |
| Wollastonit | — wo = 10.21 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 7.19 „ | } M = 9.3 | | |
| Ilmenit | — il = 2.13 „ | | | |
| | 98.35 % | | | |

Klasse III: Ordnung 7: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{51.0}{47.3} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{L}{F} = \frac{31.5}{19.5} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{147}{0}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{21}{126} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Kamerunar* perlenisch *Malignas* peralkalisch *Malignos* dosodisch

N:o 72. **Theralith** von Tachtarwum, Umptek, Halbinsel Kola

anal. F. Eichleiter.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | ol | ne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46.53 | .776 | | 102 | 84 | 86 | | 348 | 24 | 132 |
| $TiO_2$ | 2.99 | .037 | 37 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 14.31 | .140 | | 17 | 14 | 43 | | | | 66 |
| $Fe_2O_3$ | 3.61 | .023 | | | | | 23 | | | |
| FeO | 8.15 | .014 | 37 | | | | 23 | 45 | 12 | |
| MnO | 0.22 | .003 | | | | | | | | |
| CaO | 12.13 | .217 | | | | 43 | | 174 | | |
| MgO | 6.56 | .164 | | | | | | 129 | 35 | |
| $Na_2O$ | 4.95 | .080 | | | 14 | | | | | 66 |
| $K_2O$ | 1.58 | .017 | | 17 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.20 | | | | | | | | | |
| Summa | 101.23 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 18.74 % | L = 18.7 | | |
| Orthoklas | — or = 9.45 „ | | Sal = 47.4 | |
| Albit | — ab = 7.34 „ | F = 28.7 | | |
| Anorthit | — an = 11.95 „ | | | |
| Diopsid | — di = 39.02 „ | P = 39.0 | | |
| Olivin | — ol = 3.74 „ | O = 3.7 | Fem = 53.7 | |
| Magnetit | — mt = 5.34 „ | M = 11.0 | | |
| Ilmenit | — il = 5.62 „ | | | |
| | 101.20 % | | | |

Klasse III: Ordnung 7: Rang 2: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{47.4}{53.7} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{L}{F} = \frac{18.7}{28.7} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{97}{43} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{17}{80} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

| | | | |
|---|---|---|---|
| *Salfeman* | *Kamerunar* | *Kamerunas* | *Kamerunos* |
| | lenfelisch | domalkalisch | dosodisch |

N:o 73. **Augitporphyrit** von Pouttelitschorr, Umptek, Halbinsel Kola

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | mt | di | wo | ne |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 48.87 | .815 | | 114 | 66 | 36 | | 404 | 51 | 142 |
| $TiO_2$ | 0.72 | .009 | 9 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 12.11 | .119 | | 19 | 11 | 18 | | | | 71 |
| $Fe_2O_3$ | 3.17 | .019 | | | | | 19 | | | |
| FeO | 10.21 | .142 | 9 | | | | 19 | 114 | | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 15.18 | .271 | | | | 18 | | 202 | 51 | |
| MgO | 3.52 | .088 | | | | | | 88 | | |
| $Na_2O$ | 5.11 | .082 | | | 11 | | | | | 71 |
| $K_2O$ | 1.81 | .019 | | 19 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.58 | | | | | | | | | |
| Summa | 101.28 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 20.16 % | L = 20.2 | | |
| Orthoklas | — or = 10.56 „ | | Sal = 41.5 | |
| Albit | — ab = 5.76 „ | F = 21.3 | | |
| Anorthit | — an = 5.00 „ | | | |
| Diopsid | — di = 47.28 „ | P = 53.2 | Fem = 59.0 | |
| Wollastonit | — wo = 5.92 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 4.41 „ | M = 5.8 | | |
| Ilmenit | — il = 1.37 „ | | | |
| | 100.46 % | | | |

Klasse III: Ordnung 7: Rang 2: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{41.5}{59.0} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $L = \frac{20.2}{21.3} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{101}{18} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{19}{82} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

| *Salfeman* | *Kamerunar* | *Kamerunas* | *Kamerunos* |
|---|---|---|---|
| | lenfelisch | domalkalisch | dosodisch |

## N:o 74. **Umptekit** von Umpjavr, Halbinsel Kola

anal. W. Petersson.

| | % | Mol. | il | or | ab | hm | di | wo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 63.71 | 1.062 | | 180 | 798 | | 46 | 32 |
| $TiO_2$ | 0.86 | .011 | 11 | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 16.59 | .163 | | 30 | 133 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.92 | .018 | | | | 18 | | |
| FeO | 0.66 | .009 | 11 | | | | 1 | |
| MnO | 0.20 | .003 | | | | | | |
| CaO | 3.11 | .055 | | | | | 23 | 32 |
| MgO | 0.90 | .022 | | | | | 22 | |
| $Na_2O$ | 8.26 | .133 | | | 133 | | | |
| $K_2O$ | 2.79 | .030 | | 30 | | | | |
| $H_2O$ | 0.19 | | | | | | | |
| Summa | 100.19 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 16.68 % | F = 86.4 | Sal = 86.4 | |
| Albit | — ab = 69.69 „ | | | |
| Diopsid | — di = 5.00 „ | P = 8.7 | | Fem = 13.3 |
| Wollastonit | — wo = 3.71 „ | | | |
| Hämatit | — hm = 2.88 „ | M = 4.6 | | |
| Ilmenit | — il = 1.67 „ | | | |
| | 99.63 % | | | |

Klasse II: Ordnung 5: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{86.4}{13.3} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{QL}{F} = \frac{0}{86.4} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{163}{0} < \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{30}{133} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dasalan* *Germanar* perfelisch *Umptekas* peralkalisch *Umptekos* dosodisch

N:o 75. **Granit** von Lestiware, Umptek auf der Halbinsel Kola

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | C | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 71.63 | 1.194 | 288 | 384 | 60 | | 19 | 543 |
| $Al_2O_3$ | 16.10 | .158 | 48 | 64 | 30 | 16 | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.01 | .006 | | | | | | |
| FeO | n. d. | (.012) | | | | | 12 | |
| CaO | 1.72 | .030 | | | 30 | | | |
| MgO | 0.26 | .007 | | | | | 7 | |
| $Na_2O$ | 3.96 | .064 | | 64 | | | | |
| $K_2O$ | 4.49 | .048 | 48 | | | | | |
| $H_2O$ | 0.60 | | | | | | | |
| Summa | 99.77 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 26.58 % | Q = 26.6 | | |
| Orthoklas | — or = 26.69 „ | F = 68.6 | Sal = 96.8 | |
| Albit | — ab = 33.54 „ | | | |
| Anorthit | — an = 8.34 „ | | | |
| Corund | — C = 1.63 „ | C = 1.6 | | |
| Hypersthen | — hy = 2.38 „ | P = 2.4 | Fem = 2.4 | |
| | 99.16 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{96.8}{2.4} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{26.6}{68.6} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{112}{30} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{48}{64} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Toscanos* sodipotassisch

N:o 76. **Lujavrit** von Angwundas, Lujavr-Urt, Halbinsel Kola

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | il | or | ab | ne | ac | di | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 54.85 | .914 | | 204 | 324 | 182 | 156 | 46 | 3 |
| $TiO_2$ | 1.44 | .018 | 18 | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 18.36 | .179 | | 34 | 54 | 91 | | | |
| $Fe_2O_3$ | [6.30] *) | .039 | | | | | 39 | | |
| FeO | 6.96 [0.36] *) | .006 | 18 | | | | | 1 | |
| MnO | 0.89 | .013 | | | | | | | |
| CaO | 1.32 | .023 | | | | | | 23 | |
| MgO | 1.06 | .027 | | | | | | 22 | 5 |
| $Na_2O$ | 11.43 | .184 | | | 54 | 91 | 39 | | |
| $K_2O$ | 3.16 | .034 | | 34 | | | | | |
| $H_2O$ | 1.06 | | | | | | | | |
| Summa | 100.53 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 25.84 % | L = 25.8 | Sal = 73.0 | |
| Orthoklas | — or = 18.90 „ | F = 47.2 | | |
| Albit | — ab = 28.30 „ | | | |
| Diopsid | — di = 5.00 „ | P = 23.0 | Fem = 26.1 | |
| Acmit | — ac = 18.02 „ | | | |
| Olivin | — ol = 0.42 „ | O = 0.4 | | |
| Ilmenit | — il = 2.74 „ | M = 2.7 | | |
| | 99.22 % | | | |

Klasse II: Ordnung 7: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{73.0}{26.1} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{L}{F} = \frac{25.8}{47.2} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{179}{0}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{34}{145} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Norgar* lendofelisch *Laurdalas* peralkalisch *Laurdalos* dosodisch

*) Die in Klammern gesetzten Werte für $Fe_2O_3$ und FeO sind nicht analytisch gefunden, sondern nur nach ungefährer Abschätzung berechnet.

N:o 77. **Eudialytlujavrit** von Tsutsknjun, Lujavr-Urt Halbinsel Kola

anal. W. Petersson.

| | % | Mol. | il | or | ab | ne | Z | ac | di | mt | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 53.68 | .895 | | 312 | 216 | 184 | 3 | 100 | 76 | | 3 |
| $TiO_2$ | 1.35 | .013 | 13 | | | | | | | | |
| $ZrO_2$ | | .003 | | | | | 3 | | | | |
| $Al_2O_3$ | 18.42 | .180 | | 52 | 36 | 92 | | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 5.91 | .037 | | | | | | 25 | | 12 | |
| FeO | 2.57 | .036 | 13 | | | | | | 19 | 12 | 3 |
| MnO | 0.75 | .011 | | | | | | | | | |
| CaO | 2.05 | .038 | | | | | | | 38 | | |
| MgO | 0.88 | .022 | | | | | | | 19 | | 3 |
| $Na_2O$ | 9.46 | .153 | | | 36 | 92 | | 25 | | | |
| $K_2O$ | 4.92 | .052 | | 52 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.89 | | | | | | | | | | |
| Summa | 100.88 | | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 26.13 % | L = 26.1 | | |
| Orthoklas | — or = 28.91 „ | F = 47.8 | Sal = 74.5 | |
| Albit | — ab = 18.86 „ | | | |
| Zirkon | — Z = 0.55 „ | Z = 0.6 | | |
| Diopsid | — di = 8.82 „ | P = 20.4 | | |
| Acmit | — ac = 11.55 „ | | | |
| Olivin | — ol = 0.51 „ | O = 0.5 | Fem = 25.7 | |
| Magnetit | — mt = 2.78 „ | M = 4.8 | | |
| Ilmenit | — il = 1.98 „ | | | |
| | 100.09 % | | | |

Klasse II: Ordnung 6: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{74.5}{25.7} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{L}{F} = \frac{26.1}{47.8} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{180}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{52}{128} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

| *Dosalan* | *Norgar* | *Laurdalas* | *Laurdalos* |
|---|---|---|---|
| | lendofelisch | peralkalisch | dosodisch |

N:o 78. **Endialyt-lamprophyllit-lujavrit** Angwundastschorr, Lujavr-Urt, Halbinsel, Kola

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | il | or | ab | ne | ac | di | mt | hm |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 53.67 | .895 | | 264 | 288 | 146 | 104 | 90 | | |
| $TiO_2$ | 1.96 | .025 | 25 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 16.79 | .165 | | 44 | 48 | 73 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 6.57 | .041 | | | | | 26 | | 10 | 5 |
| FeO | 2.53 | .035 | 25 | | | | | 1 | 10 | |
| MnO | 0.11 | .001 | | | | | | | | |
| CaO | 2.47 | .045 | | | | | | 45 | | |
| MgO | 1.74 | .044 | | | | | | 44 | | |
| $Na_2O$ | 9.07 | .147 | | | 48 | 73 | 26 | | | |
| $K_2O$ | 4.14 | .044 | | 44 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.34 | | | | | | | | | |
| Summa | 99.39 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | |
|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 20.73 % | L = 20.7 | Sal = 70.3 |
| Orthoklas | — or = 24.46 „ | F = 49.6 | |
| Albit | — ab = 25.15 „ | | |
| Diopsid | — di = 9.75 „ | P = 21.8 | Fem = 28.7 |
| Acmit | — ac = 12.01 „ | | |
| Magnetit | — mt = 2.32 „ | M = 6.9 | |
| Hämatit | — hm = 0.80 „ | | |
| Ilmenit | — il = 3.40 „ | | |
| | 99.02 % | | |

Klasse II: Ordnung 6: Rang 1: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{70.3}{28.7} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{L}{F} = \frac{20.7}{49.6} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{165}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{44}{121} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

| | | | |
|---|---|---|---|
| *Dosalan* | *Norgar* lendofelisch | *Laurdalas* peralkalisch | *Laurdalos* dosodisch |

N:o 79. **Lujavrit,** sehr ägirinreicher, von Angwundastschorr, Lujavr-Urt, Halbinsel Kola

anal. A. Zilliacus.

| | % | Mol. | il | or | ab | ne | ac | mt | di | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 53.50 | .892 | | 294 | 180 | 164 | 196 | | 54 | 5 |
| $TiO_2$ | 0.86 | .011 | 11 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 16.49 | .161 | | 49 | 30 | 82 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 8.72 | .054 | | | | | 49 | 5 | | |
| FeO | 1.48 | .021 | 11 | | | | | 5 | 9 | 3 |
| MnO | 0.47 | .007 | | | | | | | | |
| CaO | 1.50 | .027 | | | | | | | 27 | |
| MgO | 1.05 | .026 | | | | | | | 18 | 6 |
| $Na_2O$ | 9.98 | .161 | | | 30 | 82 | 49 | | | |
| $K_2O$ | 4.58 | .049 | | 49 | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.76 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.39 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 23.28 % | L = 23.3 | | |
| Orthoklas | — or = 27.24 „ | F = 43.0 | Sal = 66.3 | |
| Albit | — ab = 15.72 „ | | | |
| Diopsid | — di = 6.12 „ | P = 28.8 | | |
| Acmit | — ac = 22.64 „ | | Fem = 32.3 | |
| Olivin | — ol = 0.72 „ | O = 0.7 | | |
| Magnetit | — mt = 1.16 „ | M = 2.8 | | |
| Ilmenit | — il = 1.67 „ | | | |
| | 98.55 % | | | |

Klasse II: Ordnung 6: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{66.3}{32.3} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{L}{F} = \frac{23.3}{43.0} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{161}{0}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{49}{161} < \frac{5}{3} > \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Norgar* lendofelisch *Laurdalas* peralkalisch *Laurdalos* dosodisch

N:o 80. **Lamprophyllit-lujavrit** von Angwundastschorr, Lujavr-Urt, Halbinsel Kola

anal. H. Blankett.

| | % | Mol | or | ab | ne | ac | ns | di | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 53.80 | .897 | 324 | 132 | 146 | 176 | 32 | 60 | 26 |
| $Al_2O_3$ | 15.17 | .149 | 54 | 22 | 73 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 7.11 | .044 | | | | 44 | | | |
| FeO | 3.09 | .043 | | | | | | 20 | 34 |
| MnO | 1.09 | .015 | | | | | | | |
| CaO | 1.72 | .030 | | | | | | 30 | |
| MgO | 1.08 | .027 | | | | | | 10 | 17 |
| $Na_2O$ | 10.55 | .171 | | 22 | 73 | 44 | 32 | | |
| $K_2O$ | 5.09 | .054 | 54 | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.31 | | | | | | | | |
| Summa | 100.01 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 20.37 % | L = 20.7 | | Sal = 62.2 |
| Orthoklas | — or = 30.02 „ | F = 41.5 | | |
| Albit | — ab = 11.53 „ | | | |
| Diopsid | — di = 7.12 „ | P = 31.3 | | Fem = 36.0 |
| Acmit | — ac = 20.33 „ | | | |
| Natronmetasil. | — ns = 3.90 „ | | | |
| Olivin | — ol = 4.60 „ | O = 4.7 | | |
| | 98.29 % | | | |

| Klasse II: | Ordnung 6: | Rang 1: | Subrang 4: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{62.2}{36.0} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | $\frac{L}{F} = \frac{20.7}{41.5} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{149}{0}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{54}{95} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ |
| *Dosalan* | *Norgar* lendofelisch | *Laurdalas* peralkalisch | *Laurdalos* dosodisch |

N:o 81. **Tavit** von Tavajokthal, Lujavr-Urt, Halbinsel Kola

anal. H. Blankett.

| | % | Mol. | or | ab | ne | ac | ns | di | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 47.29 | .785 | 78 | 48 | 262 | 300 | 23 | 58 | 18 |
| $Al_2O_3$ | 15.46 | .152 | 13 | 8 | 131 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 12.00 | .075 | | | | 75 | | | |
| FeO | 2.35 | .033 | | | | | | 14 | 19 |
| MnO | Sp. | | | | | | | | |
| CaO | 1.61 | .029 | | | | | | 29 | |
| MgO | 1.32 | .033 | | | | | | 15 | 18 |
| $Na_2O$ | 14.74 | .237 | | 8 | 131 | 75 | 23 | | |
| $K_2O$ | 1.23 | .013 | 13 | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.85 | | | | | | | | |
| S | Sp. | | | | | | | | |
| Summa | 97.87 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Nephelin | — ne = 37.20 % | L = 37.2 | | |
| Orthoklas | — or = 7.78 „ | F = 12.0 | Sal = 49.2 | |
| Albit | — ab = 4.19 „ | | | |
| Diopsid | — di = 6.71 „ | | | |
| Acmit | — ac = 34.65 „ | P = 44.2 | Fem = 47.3 | |
| $Na_2O$-metasil. | — ns = 2.81 „ | | | |
| Olivin | — ol = 3.10 „ | O = 3.1 | | |
| | 96.44 % | | | |

Klasse III: Ordnung 8: Rang 1: Subrang 5:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{49.2}{47.3} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{L}{F} = \frac{37.2}{12.0} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{152}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{13}{139} > \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Bohemar* feldolenisch *Chotas* peralkalisch *Tavos* persodisch

N:o 82 a. **Urtit** von Lujavr-Urt, Halbinsel Kola

anal. A. Zilliacus.

| | % | Mol. | lc | ne | ac | ns | di | am | kp |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45.43 | .757 | 132 | 456 | 76 | 14 | 24 | 15 | 42 |
| $Al_2O_3$ | 28.77 | .282 | 33 | 228 | | | | | 21 |
| $Fe_2O_3$ | 3.10 | .019 | | | 19 | | | | |
| FeO | 0.40 | .006 | | | | | 6 | | |
| MnO | 0.00 | | | | | | | | |
| CaO | 1.86 | .033 | | | | | 12 | 21 | |
| MgO | 0.22 | .006 | | | | | 6 | | |
| $Na_2O$ | 16.16 | .261 | | 228 | 19 | 14 | | | |
| $K_2O$ | 3.38 | .054 | 33 | | | | | | 21 |
| $H_2O$ | 0.00 | | | | | | | | |
| Summa | 99.32 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Leucit | — lc = 14.39 % | | | |
| Nephelin | — ne = 64.75 „ | L = 85.5 | Sal = 85.5 | |
| Kaliophilit | — kp = 6.37 „ | | | |
| Diopsid | — di = 2.78 „ | | | |
| Acmit | — ac = 8.78 „ | P = 13.2 | | |
| $Na_2O$-metasil. | — ns = 1.71 „ | | Fem = 15.2 | |
| Åkermanit | — am = 2.02 „ | O = 2.0 | | |
| | 100.80 % | | | |

Klasse II: Ordnung 9: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{85.5}{15.2} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{L}{F} = \frac{85.5}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{282}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{54}{228} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Lappar* perlenisch *Urtas* peralkalisch *Urtos* dosodisch

N:o 82 b. **Urtit** von Lujavr-Urt, Halbinsel Kola

anal. W. Petersson.

| | % | Mol. | lc | ne | ac | di | am |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45.46 | .758 | 180 | 434 | 108 | 20 | 20 |
| $Al_2O_3$ | 26.73 | .262 | 45 | 217 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 4.31 | .027 | | | 27 | | |
| FeO | 0.60 | .008 | | | | 10 | |
| MnO | 0.12 | .002 | | | | | |
| CaO | 2.09 | .037 | | | | 10 | 27 |
| MgO | Sp. | | | | | | |
| $Na_2O$ | 15.07 | .244 | | 217 | 27 | | |
| $K_2O$ | 4.23 | .045 | 45 | | | | |
| $H_2O$ | 0.44 | | | | | | |
| Summa | 99.05 | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Leucit | — lc = 19.62 % | L = 81.2 | Sal = 81.2 | |
| Nephelin | — ne = 61.63 „ | | | |
| Diopsid | — di = 2.48 „ | P = 15.0 | Fem = 17.8 | |
| Acmit | — ac = 12.47 „ | | | |
| Åkermanit | — am = 2.83 „ | O = 2.8 | | |
| | 99.03 % | | | |

Klasse II: Ordnung 9: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{81.2}{17.8} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{L}{F} = \frac{81.2}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{262}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{45}{217} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

| *Dosalan* | *Lappar* perlenisch | *Urtas* peralkalisch | *Urtos* dosodisch |
|---|---|---|---|

N:o 82 c. **Urtit** von Lujavr-Urt, Halbinsel Kola

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | lc | ne | ac | ns | di | wo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45.26 | .755 | 148 | 462 | 88 | 26 | 36 | 4 |
| $Al_2O_3$ | 27.37 | .268 | 37 | 231 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.53 | .022 | | | 22 | | | |
| FeO | 0.49 | .007 | | | | | 10 | |
| MnO | 0.19 | .003 | | | | | | |
| CaO | 1.22 | .022 | | | | | 18 | 4 |
| MgO | 0.33 | .008 | | | | | 8 | |
| $Na_2O$ | 17.29 | .279 | | | 22 | 26 | | |
| $K_2O$ | 3.51 | .037 | 37 | 231 | | | | |
| $H_2O$ | 0.40 | | | | | | | |
| Summa | 99.61 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Leucit | — lc | = 16.13 % | L = 81.5 | Sal = 81.5 |
| Nephelin | — ne | = 65.32 „ | | |
| Diopsid | — di | = 4.21 „ | P = 18.0 | Fem = 18.0 |
| Acmit | — ac | = 10.16 „ | | |
| $Na_2O$-metasil. | — ns | = 3.17 „ | | |
| Wollastonit | — wo | = 0.46 „ | | |
| | | 99.45 % | | |

Klasse II: Ordnung 9: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{81.5}{18.0} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{L}{F} = \frac{81.5}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{268}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{37}{231} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dosalan* *Lappar* perlenisch *Urtas* peralkalisch *Urtos* dosodisch

N:o 83. **Pikritporphyrit**-ähnl. Gestein von Kietknjun, Lujavr-Urt, Halbinsel Kola

anal. W. Petersson.

| | % | Mol. | il | lc | ne | an | mt | di | ol | (MgFe)O |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 39.20 | .653 | | 52 | 48 | 48 | | 270 | 234 | |
| $TiO_2$ | 0.40 | .005 | 5 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 6.24 | .061 | | 13 | 24 | 24 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 8.34 | .052 | | | | | 52 | | | |
| FeO | 7.32 | .101 | 5 | | | | 52 | 10 | 35 | 5 |
| MnO | 0.45 | .006 | | | | | | | | |
| CaO | 8.94 | .159 | | | | 24 | | 135 | | |
| MgO | 25.65 | .641 | | | | | | 125 | 433 | 83 |
| $Na_2O$ | 1.49 | .024 | | | 24 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.16 | .013 | | 13 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.57 | | | | | | | | | |
| Summa | 99.76 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Leucit | — lc = 5.67 % | L = 12.5 | Sal = 19.2 | |
| Nephelin | — ne = 6.82 „ | | | |
| Anorthit | — an = 6.67 „ | F = 6.7 | | |
| Diopsid | — di = 29.48 „ | P = 29.5 | Fem = 79.9 | |
| Olivin | — ol = 33.85 „ | O = 33.9 | | |
| (MgFe)O | = 3.68 „ | M = 16.5 | | |
| Magnetit | — mt = 12.06 „ | | | |
| Ilmenit | — il = 0.76 „ | | | |
| | 98.99 % | | | |

Klasse IV: $\frac{Sal}{Fem} = \frac{19.2}{79.9} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ *Dofeman*

Ordnung 2: $\frac{P_2O}{M} = \frac{63.4}{16.5} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ *Scotar*

Section 3: $\frac{P}{O} = \frac{29.5}{33.9} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ *Texiar*

Rang 1: $\frac{CaO + MgO + FeO}{Na_2O} = \frac{883}{0}$ *Texas*

Section 2: $\frac{MgO + FeO}{CaO} = \frac{747}{135} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ *Uvaldias*

Subrang 2: $\frac{MgO}{FeO} = \frac{641}{107} < \frac{7}{1} > \frac{3}{5}$ *Uvaldios*

N:o 84. *Granulit*)* von Enare, Finnisches Lappland

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 80.67 | 1.345 | | 162 | 124 | 34 | | | 46 | 959 |
| $TiO_2$ | 0.42 | .005 | 5 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 10.17 | .100 | | 27 | 24 | 17 | 32 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.74 | .004 | | | | | | 4 | | |
| FeO | 1.93 | .026 | 5 | | | | | 4 | 17 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 0.93 | .017 | | | | 17 | | | | |
| MgO | 1.14 | .029 | | | | | | | 29 | |
| $Na_2O$ | 1.47 | .024 | | | 24 | | | | | |
| $K_2O$ | 2.49 | .027 | | 27 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.20 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.16 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 57.54 % | Q = 57.5 | | |
| Orthoklas | — or = 15.01 „ | | | |
| Albit | — ab = 12.58 „ | F = 32.3 | Sal = 93.1 | |
| Anorthit | — an = 4.73 „ | | | |
| Corund | — C = 3.26 „ | C = 3.3 | | |
| Hypersthen | — hy = 5.14 „ | P = 5.1 | Fem = 6.8 | |
| Magnetit | — mt = 0.93 „ | M = 1.7 | | |
| Ilmenit | — il = 0.76 „ | | | |
| | 99.95 % | | | |

Klasse I: Ordnung 2: Rang 2: Subrang 3:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{93.1}{6.8} > \frac{7}{1} \qquad \frac{Q}{F} = \frac{57.5}{32.3} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \qquad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{51}{17} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \qquad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{27}{24} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

*Persalan* *Belgar*

doquarisch domalkalisch sodipotassisch

*) Die Namen der Gesteine N:o 84—91, welche entweder nicht zweifellos eruptiven (84—86), oder sedimentären (87) Ursprunges, oder auch Tuff- (88) oder Contactgesteine (89—91) sind, sind hier zum Unterschiede von den eruptiven Gesteinen in Cursivdruck angeführt.

N:o 85. *Granulit* (typischer) von Ivalo, Finnisches Lappland

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 76.13 | 1.269 | | 222 | 210 | 48 | | | 83 | 706 |
| $TiO_2$ | 0.21 | .003 | 3 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 11.32 | .111 | | 37 | 35 | 24 | 15 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.64 | .004 | | | | | | 4 | | |
| FeO | 3.07 | .043 | 3 | | | | | 4 | 36 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | | |
| CaO | 1.33 | .024 | | | | 24 | | | | |
| MgO | 1.86 | .047 | | | | | | | 47 | |
| $Na_2O$ | 2.16 | .035 | | | 35 | | | | | |
| $K_2O$ | 3.51 | .057 | | 37 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.50 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.73 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 42.36 % | Q = 42.4 | | |
| Orthoklas | — or = 20.57 „ | | | |
| Albit | — ab = 18.34 „ | F = 45.6 | Sal = 89.5 | |
| Anorthit | — an = 6.67 „ | | | |
| Corund | — C = 1.53 „ | C = 1.5 | | |
| Hypersthen | — hy = 9.45 „ | P = 9.5 | Fem = 10.9 | |
| Magnetit | — mt = 0.93 „ | M = 1.4 | | |
| Ilmenit | — il = 0.46 „ | | | |
| | 100.31 % | | | |

Klasse I: Ordnung 3: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{89.5}{10.9} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{42.4}{45.6} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{72}{24} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{37}{35} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Columbar* quarfelisch *Alsbachas* domalkalisch *Tehamos* sodipotassisch

N:o 86. *Granulitgneis* vom Finnischen Lappland

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 73.98 | 1.233 | 324 | 306 | 68 | | | 13 | 522 |
| $TiO_2$ | Sp. | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 14.93 | .146 | 54 | 51 | 34 | 7 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.26 | .001 | | | | | 1 | | |
| FeO | 9.34 | .005 | | | | | 1 | 4 | |
| MnO | 0.00 | | | | | | | | |
| CaO | 1.92 | .034 | | | 34 | | | | |
| MgO | 0.36 | .009 | | | | | | 9 | |
| $Na_2O$ | 3.14 | .051 | | 51 | | | | | |
| $K_2O$ | 5.07 | .054 | 54 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.00 | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.11 | | | | | | | | |
| Summa | 100.11 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 31.32 % | Q = 31.3 | | |
| Orthoklas | — or = 30.02 „ | | | |
| Albit | — ab = 26.72 „ | F = 66.2 | Sal = 98.2 | |
| Anorthit | — an = 9.45 „ | | | |
| Corund | — C = 0.71 „ | C = 0.7 | | |
| Hypersthen | — hy = 1.43 „ | P = 1.4 | Fem = 1.6 | |
| Magnetit | — mt = 0.21 „ | M = 0.2 | | |
| | 99.88 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{98.2}{1.6} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{31.3}{66.2} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{105}{34} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{54}{51} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Persalan* *Britannar* quardofelisch *Toscanas* domalkalisch *Toscanos* sodipotassisch

N:o 87. *Laanilit* von Laanila, Finnisches Lappland

anal. Naima Sahlbom.

| | % | Mol. | il | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49.83 | .831 | | 72 | 108 | 46 | | | 373 | 232 |
| $TiO_2$ | 1.39 | .018 | 18 | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 18.35 | .180 | | 12 | 18 | 23 | 127 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.88 | .014 | | | | | | 14 | | |
| FeO | 16.78 | .233 | 18 | | | | | 14 | 201 | |
| MnO | 0.25 | .004 | | | | | | | | |
| CaO | 1.32 | .023 | | | | 23 | | | | |
| MgO | 6.86 | .172 | | | | | | | 172 | |
| $Na_2O$ | 1.09 | .018 | | | 18 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.09 | .012 | | 12 | | | | | | |
| $P_2O_5$ | Sp. | | | | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.85 | | | | | | | | | |
| Summa | 100.09 | | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 13.92 % | Q = 13.9 | | |
| Orthoklas | — or = 6.67 „ | F = 22.5 | Sal = 49.4 | |
| Albit | — ab = 9.43 „ | | | |
| Anorthit | — an = 6.39 „ | | | |
| Corund | — C = 12.95 „ | C = 13.0 | | |
| Hypersthen | — hy = 43.70 „ | P = 43.7 | Fem = 49.7 | |
| Magnetit | — mt = 3.25 „ | M = 6.0 | | |
| Ilmenit | — il = 2.74 „ | | | |
| | 99.05 % | | | |

Klasse III: Ordnung 3: Rang 3: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{49.4}{49.7} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{13.9}{22.5} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{30}{23} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{12}{18} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Salfeman* *Atlantar*

quarfelisch alkalikalkisch sodipotassisch

N:o 88. *Porphyritoid* von Löytökorpi, Kankaanpää

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 65.16 | 1.086 | 96 | 246 | 192 | | 48 | 75 | 429 |
| $Al_2O_3$ | 15.56 | .153 | 16 | 41 | 96 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.11 | .013 | | | | 13 | | | |
| FeO | 3.39 | .047 | | | | 13 | 9 | 30 | |
| MnO | 0.36 | .005 | | | | | | | |
| CaO | 6.70 | .120 | | | 96 | | 24 | | |
| MgO | 2.40 | .060 | | | | | 15 | 45 | |
| $Na_2O$ | 2.54 | .041 | | 41 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.47 | .016 | 16 | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.11 | | | | | | | | |
| Summa | 100.80 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 25.7 % | Q = 25.7 | | |
| Orthoklas | — or = 8.9 „ | | Sal = 82.8 | |
| Albit | — ab = 21.5 „ | F = 57.1 | | |
| Anorthit | — an = 26.7 „ | | | |
| Diopsid | — di = 5.5 „ | | | |
| Hypersthen | — hy = 8.5 „ | P = 14.0 | Fem = 17.0 | |
| Magnetit | — mt = 3.0 „ | M = 3.0 | | |
| | 99.8 % | | | |

| Klasse II: | Ordnung 4: | Rang 4: | Subrang 3: |
|---|---|---|---|
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{82.8}{17.0} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | $\frac{Q}{F} = \frac{25.7}{57.1} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{57}{96} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{16}{41} < \frac{3}{5}$ |
| *Dosalan* | *Austrar* quardofelisch | *Bandas* dokalkisch | *Bandos* presodisch |

N:o 89. *Imandrit* von Umptek, Halbinsel Kola

anal. H. Berghell.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 70.36 | 1.173 | 96 | 570 | 12 | | 38 | 40 | 417 |
| $Al_2O_3$ | 11.87 | .117 | 16 | 95 | 6 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.83 | .011 | | | | 11 | | | |
| FeO | 4.27 | .060 | | | | 11 | 16 | 33 | |
| CaO | 1.44 | .025 | | | 6 | | 19 | | |
| MgO | 0.43 | .010 | | | | | 3 | 7 | |
| $Na_2O$ | 5.93 | .095 | | 95 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.48 | .016 | 16 | | | | | | |
| $H_2O$ | 1.21 | | | | | | | | |
| Summa | 98.82 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 25.00 % | Q = 25.0 | | |
| Orthoklas | — or = 8.90 „ | | Sal = 85.4 | |
| Albit | — ab = 49.78 „ | F = 60.4 | | |
| Anorthit | — an = 1.67 „ | | | |
| Diopsid | — di = 4.61 „ | P = 9.7 | | |
| Hypersthen | — hy = 5.06 „ | | Fem = 12.2 | |
| Magnetit | — mt = 2.55 „ | M = 2.5 | | |
| | 97.57 % | | | |

Klasse I: Ordnung 4: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{85.4}{12.3} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{25.0}{60.4} < \frac{3}{5} > \frac{1}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{112}{6} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{16}{96} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Persalan* oder *Britannar* oder *Liparas* oder *Kallerudos* oder

Klasse II: *Dosalan* *Austrar* quardofelisch *Pantelleras* peralkalisch *Pantelleros* dosodisch

N:o 90. *Hypersthen-cordierit-hornfels* von Umptek, Halbinsel Kola

anal. V. Hackman.

| | % | Mol. | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 58.66 | .978 | 186 | 270 | 26 | | | 157 | 339 |
| $Al_2O_3$ | 18.86 | .185 | 31 | 45 | 13 | 97 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 6.62 | .041 | | | | | 41 | | |
| FeO | 5.10 | .071 | | | | | 41 | 30 | |
| MnO | Sp. | | | | | | | | |
| CaO | 0.68 | .013 | | | 13 | | | | |
| MgO | 5.10 | .127 | | | | | | 127 | |
| $Na_2O$ | 2.81 | .045 | | 45 | | | | | |
| $K_2O$ | 2.93 | .031 | 31 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.63 | | | | | | | | |
| Summa | 101.39 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 20.34 % | Q = 20.3 | | |
| Orthoklas | — or = 17.24 „ | | | |
| Albit | — ab = 23.58 „ | F = 44.4 | Sal = 74.6 | |
| Anorthit | — an = 3.61 „ | | | |
| Corund | — C = 9.89 „ | C = 9.9 | | |
| Hypersthen | — hy = 16.66 „ | P = 16.7 | Fem = 26.2 | |
| Magnetit | — mt = 9.51 „ | M = 9.5 | | |
| | 100.83 % | | | |

Klasse II: Ordnung 4: Rang 2: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{74.6}{26.6} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{20.3}{44.4} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{76}{13} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{31}{45} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Dosalan* *Austrar* quardofelisch *Dacas* domalkalisch *Adamellos* sodipotassisch

N:o 91. *Olivin-strahlsteinsfels* von Kuakrisnjark, Umptek, Halbinsel Kola

anal. H. Blankett.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | ol | hy |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 44.52 | .742 | 12 | 162 | 64 | | 204 | 280 | 18 |
| $Al_2O_3$ | 6.22 | .061 | 2 | 27 | 32 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 4.93 | .031 | | | | 31 | | | |
| FeO | 10.25 | .143 | | | . | 31 | 17 | 92 | 3 |
| MnO | Sp. | | | | | | | | |
| CaO | 7.54 | .134 | | | 32 | | 102 | . | |
| MgO | 22.73 | .568 | | | | | 85 | 468 | 15 |
| $Na_2O$ | 1.67 | .027 | | 27 | | | | | |
| $K_2O$ | 0.22 | .002 | 2 | | | | | | |
| $H_2O$ | 2.14 | | | | | | | | |
| Summa | 100.12 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 1.11 % | F = 24.2 | Sal = 24.2 | | |
| Albit | — ab = 14.15 „ | | | | |
| Anorthit | — an = 8.90 „ | | | | |
| Diopsid | — di = 22.57 „ | P = 24.5 | Fem = 73.8 | | |
| Hypersthen | — hy = 1.90 „ | | | | |
| Olivin | — ol = 42.14 „ | O = 42.1 | | | |
| Magnetit | — mt = 7.19 „ | M = 7.2 | | | |
| | 97.96 % | | | | |

Klasse IV: Ordnung 1: Rang 1:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{24.2}{73.8} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{P+O}{M} = \frac{66.6}{7.2} > \frac{7}{1}$ $\frac{CaO+MgO+FeO}{Na_2O} = \frac{813}{0} > \frac{7}{1}$

*Dofeman* *Hungarar* *Cortlandtas*

Section 4: Section 2: Subrang 2:

$\frac{P}{O} = \frac{24.5}{42.1} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{MgO+FeO}{CaO} = \frac{711}{102} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{MgO}{FeO} = \frac{568}{142} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$

domirisch domagnesisch

(auf d. Grenze zu Section 1)

# Anmerkungen.

**N:o 1—8. Wiborger Rapakivigranit.**

Litt.:


Finl. Geol. Und. Blatt 7: af *K. A. Moberg.* Helsingfors 1884, pag. 35.

„ „ „ „ 8: af *K. A. Moberg.* Helsingfors 1885, pag. 31.

„ „ „ „ 22: Valkeala, af *J. J. Sederholm.* Helsingfors 1892, pag. 14.

„ „ „ „ 27: Fredrikshamn, af *K. A. Moberg.* Helsingfors 1895, pag. 13.

„ „ „ „ 28: Säkkijärvi, af *H. Berghell* och *Benj. Frosterus.* Helsingfors 1896, pag. 16.

*v. Ungern-Sternberg,* Untersuchungen über den finnländischen Rapakivigranit. Inaug. Diss. Leipzig 1882.

*J. J. Sederholm,* Studien über d. finnländischen Rapakivigranit. T. M. P. M. 1891, XII, pag. 1.


Mineralbestand:

Orthoklas, Oligoklas, Quarz, Biotit (Lepidomelan), Hornblende (mit Kern von Augit); accessor. Zirkon, Apatit u. Eisenerze.

**9. Rapakivigranit** von Pitkäranta:

Zusammengehörig mit dem Massive des Wiborger Rapakivigranites, mineralogisch mit diesem übereinstimmend. Siehe N:o 1—8.

**10. Rapakivigranit** von Kivikulma, Pitkäranta.

Siehe N:o 9. — Auffallend ist hier der hohe Gehalt an $Na_2O$, gegenüber dem verschwindend kleinen an $K_2O$, ein Verhältnis, welches in keiner der übrigen Rapakivianalysen ein auch nur annäherndes Seitenstück hat. Die Richtigkeit der Analyse

dürfte daher zu bezweifeln sein, andernfalls das Alleinvorherrschen des Natrons unter den Alkalien nicht allein durch das Vorhandensein von Plagioklas, sondern auch von Natronorthoklas zu erklären sein müsste.

**11. Rapakivigranit** von Nystad.

Lit.:

Finl. Geol. Und. Blatt 12: Nystad, af *Hj. Gylling,* Helsingfors 1888, pag. 39.

Der Mineralbestand ist ungefähr derselbe wie beim Rapakivigranit von Wiborg. Siehe N:o 1—8.

**12. Rapakivigranit** von Haraldsby, Saltvik, Åland.

Lit.:

*J. J. Sederholm,* Studien über finnländische Rapakivigesteine. T. M. P. M. 1891, XII, pag. 11.

Finl. Geol. Und. Blatt 17: Finström af *Benj. Frosterus* o. *J. J. Sederholm.* Helsingfors 1890, pag. 14.

„ „ „ „ 21: Mariehamn, af *Benj. Frosterus.* Helsingfors 1892, pag. 26.

Mineralbestand:

Orthoklas, Oligoklas, Quarz, Biotit, Hornblende (mit Kern von teils rhomb., teils monokl. Pyroxen).

**13. Granit** von Walkeajärvenvaara, Ober-Torneå.

Gehört zu einem mikroklinreichen Biotitgranite, welcher ein grösseres Massiv in Nordfinnland in den Kirchspielen Rovaniemi und Ober-Torneå bildet. Siehe N:o 20.
Wird in dem künftigen Blatte „Torneå" der Finl. Geol. Und. seine Beschreibung finden.

**14. Granit** von Hangö.

Mineralbestand:

Mikroklin, Mikroperthit, Orthoklas, Quarz u. Biotit.

**15. Granit** von Lörpys, Kuru.

Wird im Kartblatt Tammerfors der Finl. Geol. Und. von *J. J. Sederholm* beschrieben werden.

Mineralbestand:

Mikroklin, Orthoklas, Quarz, Biotit; accessor. Eisenerze u. Zirkon.

**16. Granitgneis** von Juuka.

Lit.:

*Benj. Frosterus,* Bergbyggnaden i sydöstra Finland. Bulletin d. l. Commiss. Géol. d. Finlande N:o 13. Helsingfors 1903, pag. 4.

Mineralbestand:

In der Regel ist das Gestein glimmerarm; der Feldspath ist sowohl Plagioklas wie auch Orthoklas und Mikroklin. Der Plagioklas ist meist z. gr. Teil in Muskovit und Epidot umgewandelt. Der Glimmer ist Biotit, aber oft kommen auch breite Schuppen von Muskovit vor.

**17. Mikroklingranit** von Söderö, Wänö.

Lit.:

Finl. Geol. Und. Bl. 22 & 24: Jurmo och Mörskär, af *H. Berghell.* H:fors 1892, pag. 18.

Mineralbestand:

Feldspath (meist Mikroklin, etwas Orthoklas und Plagioklas), Quarz in verhältnismässig geringer Menge, Biotit.

**18 u. 19. Quarzporphyr** von Hogland.

Lit.:

Finl. Geol. Und. Bl. 19 & 20. Hogland och Tytärsaari, af *Wilh. Ramsay,* H:fors 1891, pag. 12 ff.

„ „ Om Hoglands geologiska byggnad. Geol. För. i Stockholm förh. XII, 1890, pag. 471.

*Joh. Lemberg,* Die Gebirgsarten der Insel Hochland. Archiv für d. Naturkunde Liv-, Esth- und Kurlands, I Serie, Bd IV, pag. 174—222. Dorpat 1867.

Mineralbestand:

Feldspath (hauptsächlich Orthoklas, auch recht viel Mikroklin, selten Plagioklas), Quarz, Biotit, Magnetit, Apatit u. Zirkon; secundär Kaolin, Muscovit, Epidot, Chlorit u. Leukoxen.

**20. Granit** von Marrasjärvi, Rovaniemi.

Wird künftig im Blatte „Rovaniemi" der Finl. Geol. Und. beschrieben werden. Bildet grösseres Massiv in den Kirchspielen Rovaniemi, Ober-Torneå, Kemijärvi u. Kuusamo.

Mineralbestand:

Mikroklin, Orthoklas, Oligoklas, Quarz u. Biotit; access. Zirkon, Apatit u. Eisenerze.
Die Berechnung des Modus aus der Analyse und auf Grund der optischen Untersuchung ergab:

| | |
|---|---|
| Quarz | = 28.6 % |
| Kali-feldspath | = 26.1 „ |
| Natron-feldspath | = 25.2 „ |
| Kalk-feldspath | = 6.7 „ |
| Magnetit | = 1.4 „ |
| Biotit | = 9.5 „ |
| Muscovit | = 1.6 „ |
| | 99.1 % |

**21. Granit** von Onas.

Lit.:

Finl. Geol. Und. Bl. 7, af *K. A. Moberg,* H:fors 1884. pag. 31.

Mineralbestand:

Feldspath (hauptsächlich Mikroklinmikroperthit, etwas Orthoklas), Quarz, Biotit und Hornblende, access. Eisenerz u. Zirkon.

**22. Porphyrgranit** von Karppi, Orihvesi.

Lit.:

*J. J. Sederholm,* Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. Bull. d. l. Comm. Géol. d. Finlande. N:o 6. H:fors 1897, pag. 148.

Mineralbestand:

Feldspath (zu ungefähr gleichen Teilen Oligoklas und Kalifeldspath, der letztere fast ausschliesslich Mikroklin), Quarz, Biotit.

**23. Granit** von Aavasaksa, Ober-Torneå.

Wird künftig im Blatte „Torneå" der Finl. Geol. Und. beschrieben werden.
Roter mittelkörniger mikroklinreicher Biotitgranit, gehört zu dem unter N:o 13 und 20 erwähnten Granitmassive.

**24. Granitporphyr** vom Kerkelä-schachte, Hangasoja, Finnisches Lappland.

Mineralbestand:

Feldspath besteht zu etwa gleichen Teilen aus Orthoklas und Oligoklas; ausserdem Quarz, Biotit und accessor. etwas Eisenerze u. Zirkon; secundär neben Muscovit auch Calcit und Chlorit.

**25. Quarzporphyr** von Kuntivaara, Kuusamo.

Wird künftig im Blatt „Kuolajärvi" der Finl. Geol. Und. beschrieben werden.

Mineralbestand:

Einsprenglinge von Quarz und Plagioklas (meist Albit u. Oligoklas) in einer fast kryptokristallinen Grundmasse von Quarz und Orthoklas, reichlich Biotit, ausserdem Eisenerz, Titanit und Zirkon.

**26. Granit** von Haidus, Nystad.

Mineralbestand:

Plagioklas (Albit-Oligoklas), Orthoklas, Mikroklin, Quarz, Biotit, Apatit u. Zirkon.

**27. Granit** von Palois, Idensalmi.

Mineralbestand:

Plagioklas (Albit-Oligoklas), Mikroklin, Orthoklas, Quarz, reichlich Biotit, spärlich Apatit und Zirkon.

**28. Kugelgranit** von Wirvik, Borgå.

Lit.:

*Benj. Frosterus,* Über ein neues Vorkommen von Kugelgranit unfern Wirvik bei Borgå in Finland. T. M. P. M. 1893, XIII, pag. 177.

Mineralbestand:

Mikroklin, etwas Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Quarz.

29. **Orthoklasporphyrit** von Varvuejärvi, Teisko.

Lit.:

*J. J. Sederholm,* Über eine archäische Sedimentformation im südl. Finnland. Bull. d. l. Comm. Géol. d. Finl. N:o 6. Helsingfors 1897, pag. 68.

Nach Sederholm ist das Gestein ein umgewandelter Trachyt mit reichlicher Bildung secundären Quarzes.

Mineralbestand:

Der Feldspath ist vorherrschend Orthoklas, doch auch Mikroklin und Plagioklas (Albit und Andesin); Quarz und Muscovit.

30. **Granit** von Ukonvaara, Kuusamo.

Wird im künftligen Blatte „Kuolajärvi" der Finl. Geol. Und. beschrieben werden.

Mineralbestand:

Der Feldspath ist hauptsächlich Plagioklas (Albit-Oligoklas), daneben auch Orthoklas, Quarz verhältnissmässig wenig reichlich, Biotit, Hornblende, Chlorit, Apatit und Titanit.

31. **Granitgneis** von der Franziska-grube, Pitkäranta.

Mineralbestand:

Orthoklas, Albit, Quarz, Biotit und spärlich Eisenerze.

32. **Natrongranit** von Suhankojärvi, Simo.

Wird künftig im Blatt „Rovaniemi" der Finl. Geol. Und. beschrieben werden.

Mineralbestand:

Natronkalkfeldspath, etwas Orthoklas, wenig Quarz, Biotit, Magnetit, Apatit und in geringer Menge Titanit.

Nach Berechnung des „Modus" ergab sich folgende approximative Mineralzusammensetzung:

| | | |
|---|---|---|
| Natronfeldspath | = 58.7 % | Feldspath = 73.8 % |
| Kalkfeldspath | = 9.5 „ | |
| Kalifeldspath | = 5.6 „ | |
| Quarz | =14.1 „ | |
| Biotit | = 10.1 „ | |
| Magnetit | = 1.4 „ | |
| Apatit | = 1.2 „ | |
| | 100.6 % | |

**33. Granitähnliches Gestein** von Föglö (Åland).

Lit.:

Finl. Geol. Und. Bl. 25: Föglö, af *Benj. Frosterus.* Kuopio 1894, pag. 22.

*Benj. Frosterus,* Om en diabas i den åländska skärgården. Geol. För. i Stockholm förh. XV, 1893, pag. 275.

Mineralbestand:

Plagioklas, Ortkoklas, Quarz, Hornblende u. Eisenerze, accessor. Titanit, Zirkon u. Apatit.

Das Gestein tritt als Gang im Diabas (siehe N:o 50) auf. Frosterus bemerkt, dass die chemische Zusammensetzung mehr dioritisch als granitisch ist, und ist der Ansicht, dass es den letzten Rest des Diabasmagmas repräsentirt.

**34. Quarzdiorit** von Sassi, Tottijärvi.

Wird im Blatt „Tammerfors" der Finl. Geol. Und. von *J. J. Sederholm* beschrieben werden.

Mineralbestand:

Der Feldspath hauptsächlich Plagioklas (Oligoklas, Andesin), auch etwas Orthoklas; Quarz, Biotit, Hornblende, Apatit, Titanit und Eisenerz.

**35. Granitgneis** von Ivalojoki, Finnisches Lappland.

Mineralbestand:

Plagioklas (Oligoklas-Andesin), Orthoklas, wenig Quarz, Biotit, Uralit, Titanit, Eisenerze.

**36. Natronminette** von Autionsaari, Kuusamo.

Mineralbestand:

Plagioklas (Albit, Oligoklas), etwas Orthoklas, Biotit, Quarz, reichlich Titanit und Apatit; secundär Epidot.
Aus der Berechnung des „Modus" ergab sich ungefähr folgende Mineralzusammensetzung:

| | | |
|---|---|---|
| Natronfeldspath | = 50.3 % | Feldspath = 61.2 % |
| Kalkfeldspath | = 7.0 „ | |
| Kalifeldspath | = 3.9 „ | |
| Biotit | = 23.3 „ | |
| Quarz | = 5.8 „ | |
| Apatit | = 2.2 „ | |
| Titanit | = 1.6 „ | |
| Epidot | = 5.6 „ | |
| | 99.7 % | |

**37. Uralitporphyrit** von Koijärvi, Urdiala.

Lit.:

Finl. Geol. Und. Bl. 18: Tammela, af *J. J. Sederholm.* H:fors 1890, pag. 44.
*J. J. Sederholm,* Studien über archäische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland. T. M. P. M. XII, 1891, pag. 120.
Ein dichtes graues „hälleflintähnliches" Gestein, welches von Sederholm als „Typus 4" der Uralitporphyrite von Tammela beschrieben ist.

Mineralbestand:

Plagioklas, Hornblende, Biotit, Titanit, Quarz, wenig Epidot, Zoisit u. Muscovit.

**38. Uralitporphyrit** von Pikonkorpi, NO om Hirvisjärvi, Kalvola.

Lit.:

Finl. Geol. Und. Bl. 18: Tammela, af *J. J. Sederholm.* H:fors 1890, pag. 44.
*J. J. Sederholm,* Studien über archäische Eruptivgesteine im südwestlischen Finnland. T. M. P. M. XII, 1891.
Von Sederholm als „Typus 1" der Uralitporphyrite von Tammela beschrieben.

Mineralbestand:

Plagioklas, Hornblende (Uralit), Epidot, Zoisit, Titanit, Magnetit, Ilmenit, Quarz, Kalkspath und Chlorit.

**39. Gabbro,** quarzhaltiger, von Usmi bei Hyvinge.

Die Beschreibung dieses Gesteines wird in einer künftigen Arbeit veröffentlicht werden.

Mineralbestand:

Hornblende (Uralit, teilweise in Biotit umgewandelt), Labradorit, Orthoklas, reichlich Apatit, spärlich Eisenerz.

**40. Gabbro,** quarzhaltiger, von Vallo, Nieder-Torneå.

Wird künftig im Blatt „Torneå" der Finl. Geol. Und. beschrieben werden.
Feldspath (Labradorit und Orthoklas), Diopsid, Hypersthen, Biotit, etwas Quarz, access. Magnetit, Ilmenit u. Apatit.

**41. Diabas** von Simola.

Lit.:

Finl. Geol. Und. Bl. 33: Wiborg, af *H. Berghell.* Kuopio 1898, pag. 26.

**42. Diabas** von Kivakka, Oulangansuu, Russisch-Karelien.

Mineralbestand:

Plagioklas (Andesin, Labradorit), Hornblende (Uralit), Eisenerz, secundär Chlorit u. Epidot.

**43. Uralitgabbro** von Nuljuvaara, Rovaniemi.

Wird künftig im Blatt „Rovaniemi" der Finl. Geol. Und. beschrieben werden.

Mineralbestand:

Hornblende (Uralit) und Kalknatronfeldspath.

Aus der Berechnung des Modus ergab sich ungefähr folgende Zusammensetzung:

| | | |
|---|---|---|
| Amphibol | = 54.3 | % |
| Kalkfeldspath | = 30.0 | „ |
| Natronfeldspath | = 14.6 | „ |
| | 98.9 | % |

**44. Diabas mandelstein** von Kalliokoski, Vaajoki, Tervola.

Wird künftig im Blatt „Rovaniemi" der Finl. Geol. Und. beschrieben werden.
Nach Berechnung des Modus ergab sich ungefähr folgender Mineralbestand:

| | | |
|---|---|---|
| Natronfeldspath | = 39.3 | % |
| Kalkfeldspath | = 11.1 | „ |
| Amphibol | = 37.2 | „ |
| Biotit | = 3.4 | „ |
| Magnetit | = 5.1 | „ |
| Imenit | = 1.5 | „ |
| Titanit | = 1.2 | „ |
| | 98.8 | % |

**45. Uralitdiabas** von Kemi.

Wird im Blatt „Uleåborg" der F. G. U. beschrieben werden.

**46. Gabbro (Diabas)** von Arvolas Steinbruch bei Hyvinge:

Mineralbestand:

Der Feldspath ist grösstenteils Labrador, auch etwas Orthoklas, uralitisierter Diopsid, Eisenerz, Titanit und Apatit.

**47. Amphibolit** von Oravaisensaari, Nieder-Torneå.

Mineralbestand:

Hauptsächlich Hornblende, daneben etwas Anorthit u. Orthoklas

nach Berechnung des Modus in ungefähr folgender Verteilung:

| | | |
|---|---|---|
| Hornblende | = 95.0 | % |
| Anorthit | = 1.1 | „ |
| Orthoklas | = 3.9 | „ |
| | 100.0 | % |

**48. „Diorit“** (Gabbrodiorit) von Kiiskinkylä, Hogland.

Lit.:

*Joh. Lemberg,* Die Gebirgsarten der Insel Hochland, Archiv f. d. Naturk. Liv-, Esth- u. Kurlands, I Serie, Bd. IV (pag. 174—222) Dorpat 1867.

Finl. Geol. Und. Bl. 18 & 20: Hogland o. Tytärsaari, af *W. Ramsay,* H:fors 1891, pag. 7.

Mineralbestand:

Kalknatronfeldspath (Labradorit, Anorthit), Hornblende, Augit, Biotit, Magnetit, Titanit u. Apatit; secundär Chlorit.

**49. Diabas,** umgewandelt in Hornblendeschiefer, von Impilaks.

Wird im Blatt „Salmis“ der F. G. U. beschrieben werden.

**50. Diabas** von Föglö, Åland.

Lit.:

Finl. Geol. Und. Bl. 25: Föglö, af *Benj. Frosterus.* Kuopio 1894, pag. 21.

*B. Frosterus,* Om en diabas i den åländska skärgården. Geol. För. i Stockholm för. bl. XV 1893, pag. 275.

Mineralbestand:

Labrador, Pyroxen (teilweise uralitisiert oder auch in braune Hornblende umgewandelt), Olivin fehlt meist, kommt nur lokal vereinzelt vor.

**51. Diabas** (feinkörniger **Labradorporphyrit)** von Föglö, Åland.

Lit.:

Finl. Geol. Und. Bl. 25: Föglö, af *B. Frosterus.* Kuopio 1894, pag. 22.

*B. Frosterus,* Om en diabas i den åländska skärgården. Geol. För. i Stockholm förh. bl. XV 1893, pag. 275.

Mineralbestand:

Labrador, Augit (teilweise uralitisiert), Eisenerze u. untergeordnet Biotit.

**52. Uralitdiabas** von Herajärvi, Juuka.

Mineralbestand:

Hauptsächlich Uralit und basischer Plagioklas, etwas Eisenerz.

**53. Trapp** von Laanila, Enare.

Mineralbestand:

Labrador, Augit, serpentinisierter Olivin, Eisenerz und unbestimmbare Basis.

**54. Diabas** von Nystad.

Lit.:

Finl. Geol. Und. Bl. 12: Nystad, af *Hj. Gylling.* H:fors 1888, pag. 51.

Mineralbestand:

Uralitisierter u. chloritisierter Augit, Plagioklas, Eisenerz, zuweilen auch Olivin.

**55—58. Ijolith** von Iivaara, Kuusamo.

Lit.:

*F. J. Wiik,* Undersökningar af eläolitsyenit från Iivaara i Kuusamo. Finska Vet. Soc. Förhandl. 1885, XXV.

*W. Ramsay* u. *H. Berghell,* Das Gestein vom Iivaara in Finland. Geol. För. i Stockholm förh. 1891, XIII, pag. 300.

*V. Hackman,* Neue Mitteilungen über das Ijolitmassiv in Kuusamo. Bull. d. l. Comm. Géol. d. Finl. N:o 11. H:fors 1899.

Mineralbestand:

Nephelin, Ägirin-augit, Apatit, Titanit und Iivarit (an Menge local sehr wechselnd), auch vereinzelt Wollastonit.

In der zuletzt citierten Abhandlung hat der Verfasser aus drei Analysen (N:o 55, 57 u. 58) folgende Durchschnittszusammensetzung berechnet:

| | | |
|---|---|---|
| Nephelin | = 51.6 | % |
| Ägirin-augit | = 39.2 | „ |
| Apatit | = 4.3 | „ |
| Titanit | = 2.1 | „ |
| Iivaarit | = 0.7 | „ |
| | 97.9 | % |

Nach Berechnung des Modus aus Analyse N:o 55 ergab sich:

| | | |
|---|---|---|
| Nephelin | = 51.8 | % |
| Ägirin-augit | = 32.3 | „ |
| Iiwaarit | = 11.9 | „ |
| Apatit | = 3.0 | „ |
| Titanit | = 0.8 | „ |
| | 99.8 | % |

**59. Natronsussexit** von Penikkavaara, Iivaaramassiv, Kuusamo.

Lit.:

*V. Hackman,* Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo. Bull. d. l. Comm. Géol. d. Finl. N:o 11. H:fors 1899, pag. 20.

Mineralbestand:

Nephelin, Ägirin, Feldspath (Natronmikroklin, Albit, Orthoklas), Wollastonit u. Titanit.

In oben genannter Abhandlung berechnet der Verfasser die ungefähre Zusammensetzung in Procenten in folgender Weise:

| | | |
|---|---|---|
| Nephelin | = 63.0 | % |
| Ägirin | = 17.0 | „ |
| Natronfeldspath | = 12.7 | „ |
| Kalifeldspath | = 2.0 | „ |
| Wollastonit | = 4.3 | „ |
| Titanit | = 1.6 | „ |
| | 100.6 | % |

**60. Essexit** von Penikkavaara, Iivaaramassiv, Kuusamo.

Lit.:

Siehe unter N:o 59.

Mineralbestand:

Augit, Barkevikit, grüne Hornblende, Feldspath (Andesin, Orthoklas), Apatit, Pyrit, (Rutil); secundär Ilmenit u. Chlorit.
Der Verfasser oben genannter Abhandlung erhielt nach approximativer im Einklang mit der optischen Untersuchung angestellter Berechnung der Analyse folgende Zusammensetzung:

| | | |
|---|---|---|
| Barkevikit | = 20.9 | % |
| Grüne Hornblende | = 20.1 | „ |
| Augit | = 20.5 | „ |
| Chlorit | = 9.8 | „ |
| Ilmenit | = 5.2 | „ |
| Apatit | = 0.6 | „ |
| Kalkfeldspath | = 10.5 | „ |
| Natronfeldspath | = 6.6 | „ |
| Kalifeldspath | = 2.6 | „ |
| | 96.8 | % |

**61. Poryxensyenit** von Ahvenvaara, Iivaaramassiv, Kuusamo.

Lit.:

Siehe unter N:o 59.

Mineralbestand:

Albit, Mikrolin, Ägirin u. Ägirin-augit, wenig Titanit u. Apatit, secundär Muscovit u. Calcit.
In obengenannter Abhandlung ist die procentische Zusammensetzung in folgender Weise berechnet:

| | | |
|---|---|---|
| Natronfeldspath | = 54.8 | % |
| Kalifeldspath | = 34.7 | „ |
| Pyroxen | = 6.8 | „ |
| Titanit | = 1.7 | „ |
| Apatit | = 0.4 | „ |
| | 98.2 | % |

**62. Pyroxen-apatitsyenit** v. Ahvenvaara, Iivaaramassiv, Kuusamo.

Lit.:

Siehe unter N:o 59.

Mineralbestand:

Albit, Mikrolin, Ägirin, Ägirin-augit u. Apatit.

**63. Cancrinitsyenit** von Pyhäkuru, Kuolajärvi.

*W. Ramsay* u. *E. T. Nyholm,* Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. Bull. d. l. Comm. géol. d. Finl. N:o 1. Helsingfors 1897.

Mineralbestand:

Ägirin, Orthoklas, Cancrinit u. Nephelin; accessor. Apatit, Titanit u. Pyrit.

**64. Nephelinporphyr** von Pyhäkuru, Kuolajärvi.

Tritt gangbildend zusammen mit dem Gesteine N:o 63 auf, ist jedoch nicht in der unter 63 genannten Abhandlung erwähnt.

Mineralbestand:

Einsprenglinge von Nephelin (vielfach in Hydronephelin umgewandelt), Ägirin und Apatit in einer unbestimmten Grundmasse, welche wahrscheinlich aus Nephelin, Orthoklas und Cancrinit besteht.

**65 u. 66. Nephelinsyenit** (Haupttypus, als „Chibinit" bezeichnet) von Umptek, Halbinsel Kola.

Lit.:

*V. Hackman,* Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenites von Umptek. Fennia 11, N:o 2. H:fors 1894, pag. 102.

Mineralbestand:

Hauptsächlich: Feldspath (Mikroklin, Albit), Nephelin, Ägirin, Arfvedsonit, Eudialyt, Titanit. Ausserdem eine Anzahl in geringer Menge vertretener Mineralien.

Anm. Die Gesteine N:o 65 und 66 finden ihre Stellung in Klasse II, Ordnung 7, Rang 1 und Subrang 4. Die letzteren beiden Abteilungen führen im amerikanischen Systeme die Namen „Lujavras" und „Lujavros", obwohl die eigentlichen Lujavrite (siehe N:o 76—80) nicht in diese Abteilungen fallen.

Da nun die amerikanischen Petrographen die obigen Namen nach unseren beiden Gesteinen (65 u. 66) unter der irrigen Voraussetzung, dass dieselben Lujavrite seien, gewählt haben, schlage ich hier die Umänderung dieser Namen in „Chibinas" und „Chibinos" vor, da ja die beiden Gesteine typische „Chibinite" nach W. Ramsays ursprünglicher Bezeichnung sind.

67. **Nephelinsyenit,** mittel- bis feinkörnig, von Tuoljlucht, Umptek, Halbinsel Kola.

Lit.:

Siehe unter N:o 65—66, die genannte Abhandl. pag. 137.

Mineralbestand:

Derselbe wie im Haupttypus N:o 65 u. 66, nur überwiegt der Arfvedsonit an Menge bedeutend den Ägirin. Unter den accessor. Mineralien findet sich auch Låvenit vor.

68. **Nephelinsyenit,** mittelkörnig, von Poutelitschorr, Umptek, Halbinsel Kola.

Lit.:

Siehe unter N:o 65 u. 66, dieselbe Abhandl. pag. 139.

Mineralbestand:

Derselbe wie im Hauptypus N:o 65 u. 66, ausser Ägirin und Arfvedsonit tritt auch Ägirin-augit auf.

69. **Tinguait** von Njurjavrpachk, Umptek, Halbinsel Kola.

Lit.:

Siehe unter N:o 65 u. 66, dieselbe Abhandl. pag. 153.

Mineralbestand:

Ägirin, Ägirin-augit, Orthoklas, Plagioklas, Nephelin, Analcim.

70. **Nephelinporphyr** von Wudjavrtschorr, Umptek.

Lit.:

Siehe unter 65 u. 66, dieselbe Abhandl. pag. 149.

Mineralbestand:

Nephelin, Orthoklas, Ägirin-augit, Ägirin, Titanit u. Eisenerz.

**71. Ijolith** von Kaljokthal, Umptek.

Lit.:

Siehe unter 65 u. 66, dieselbe Abhandl. pag. 181.

Mineralbestand:

Nephelin, Pyroxen, Biotit, Titanit u. Magnetit; secundär Analcim u. Natrolith.

**72. Theralith** von Tachtarwum, Umptek.

Lit.:

Siehe unter 65 u. 66, dieselbe Abhandl. pag. 167.

Mineralbestand:

Augit, braune Hornblende, Biotit, Titanit, Eisenerze, Apatit, Kalknatronfeldspath, Nephelin, Sodalith u. Zeolithe.

**73. Augitporphyrit** von Poutelitschorr, Umptek.

Lit.:

Siehe unter 65 u. 66, dieselbe Abhandl. pag. 189.

Mineralbestand:

Augit, Kalknatronfeldspath, Magnetit, Ilmenit u. Biotit.

**74. Umptekit** von Umpjavr, Halbinsel Kola.

Lit.:

*W. Ramsay,* Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola I Fennia 11, N:o 2. H:fors 1894, pag. 204.

Mineralbestand:

Hauptsächlich: Kalinatronfeldspath verschiedenster Art, Arfvedsonitähnlicher Amphibol u. Ägirin. Accessorisch Nephelin, Sodalith, Titanit, Apatit u. Magnetit, ausserdem einige andere Mineralien.

**75. Granit** von Lestiware, Umptek.

Lit.:

Siehe unter 74, dieselbe Abhandl. pag. 71.

Mineralbestand:

Orthoklas, Oligoklas, Albit, Quarz u. Muscovit.

**76—80. Lujavrit** von Angwundas, Lujavr-Urt, Halbinsel Kola.
Lit.:

*W. Ramsay,* Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Anhang: Petrograph. Beschr. d. Gesteine des Lujavr-Urt. Fennia III N:o 7. Helsingfors 1890, pag. 36.

*W. Ramsay,* Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola I, Fennia II N:o 2. Helsingfors 1894, pag. 89.

*W. Ramsay,* Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola II, Fennia 15, N:o 2. Helsingfors.

Die verschiedenen Abarten von Lujavrit enthalten folgende Gemengteile: Ägirin mit einwenig Akmit, Arfvedsonit u. Katophorit, Mikroklin, Albit u. Mikroklinmikroperthit, Nephelin u. Sodalith, Eudialyt u. Eukolit, Lamprophyllit, Perowskit (?), Pyrochlor (?), Låvenit u. Titanit sowie Zeolithe u. andere Umwandlungsprodukte.

Die Analyse N:o 76. ist nach *Ramsay* nicht ganz einwurfsfrei. Die Berechnung der Norm wird sehr erschwert durch den Umstand, dass $Fe_2O_3$ und FeO nicht getrennt bestimmt worden sind. Die hier ausgeführte Berechnung ist daher auf eine ungefähre Abschätzung des Verhältnisses zwischen $Fe_2O_3$ und FeO basiert.

Auffallend muss es erscheinen, dass keine der berechneten Normen für die Lujavrite unter Subrang 4 „Lujavros“ von Rang 1 „Lujavras“ der Ordnung 7 „Italar“ fällt. Sie alle reihen sich den „Laurdalosen“ der Ordnung 6 „Norgar“ an. Es muss daher in Zweifel gezogen werden, in wie fern die Namen „Lujavras“ und „Lujavros“ für Rang 1, resp. Subrang 4 der Ordnung 7 im amerikanischen Systeme berechtigt sind. Die wohl kaum berechtigte Stellung dieser Namen ist wohl durch die in Widerspruch zu Ramsays Auffassung stehende allzu umfassende Anwendung des Namens „Lujavrit“ entstanden, auf welche schon Ramsay in der zuletzt genannten Abhandlung pag. 3 missbilligend hinweist. Unter Ordnung 7, Rang 1, Subrang 4 fallen wohl die „Chibinite“, die Haupttypen der Nephelinsyenite von Umptek, welche vielfach fälschlich unter der Flagge „Lujavrite“ segeln, so z. B. in Rosenbusch's Physiographie, nicht aber die eigentlichen Lujavrite. Es geht also auch aus der Stellung dieser Gesteine im amerikanischen Systeme deutlich hervor, dass Ramsay Recht hat, wenn er hervorhebt, dass der Lujavrit eine ganz besondere Nephelinsye-

nitart ist, welche nicht nur in structureller und mineralogischer, sondern auch in chemischer Hinsicht characteristische Eigenschaften aufweist, die der Chibinit nicht besitzt. Es hätte diese von ihm schon 1899 hervorgehobene Thatsache mehr Beachtung verdient.

Im Eudialytlujavrit (N:o 77) kommt Mikroperthit in etwas geringerer Menge vor als im normalen Lujavrit. Eudialyt und Eukolit sind hier wesentliche Bestandteile, während sie im normalen Lujavrit nur accessorisch sind.

Aus *Ramsays* Bestimmungen ergab sich, dass der Ägiringehalt in den Lujavriten von ca 23 % im normalen Lujavrit bis über 30 % im Lamprophyllitlujavrit (N:o 80) wächst, während der Nephelingehalt von 27 % im ersteren bis auf 22 % im letzteren fällt. Die Feldspathsmenge ist ungefähr constant ca 5—50 % in allen Gesteinen, das gegenseitige Verhältnis von Albit und Mikroklin wechselt aber, indem die Menge des Albit ungefähr wie die des Nephelin abnimmt. Die Eudialytsilikate vermehren sich von 0—1 % im normalen Lujavrit bis auf 30 % in gewissen Handstücken von Eudialytlujavrit und Lamprophyllitlujavrit.

**81. Tavit** von Tavajokthal, Lujavr-Urt, Halbinsel Kola.

Lit.:

Siehe unte **76—80.**

Mineralbestand:

Hauptsächlich Sodalith und Ägirin; ausserdem noch Nephelin, Albit, Mikroklin u. Eudialyt und in sehr geringen Mengen noch einige andere Mineralien.

Wie aus der Berechnung der Norm hervorgeht, gehört dieses Cestein der fünften „persodischen" Unterabteilung des Chotas an. Da diese Abteilung von den amerikanischen Autoren noch keinen Namen erhalten hat, schlage ich für sie die Bezeichnung „*Tavos*" vor.

**82. Urtit** von Lujavr-Urt.

Lit.:

*W. Ramsay,* Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola I. Fennia 11, N:o 2. H:fors 1894, pag. 93. (Hier ist der Urtit als „Ijolith" beschrieben).

*W. Ramsay,* Das Nephelinsyenitgeb. auf d. Halbinsel Kola II. Fennia 15, N:o 2. H:fors 1899, pag. 22.
*W. Ramsay,* Urtit, ein basisches Endglied der Augitsyenit-Nephelinsyenitserie. Geol. För. i Stockholm förh. Bd 18, 1896, pag. 459.

Mineralbestand:

Nephelin und Ägirin; accessorisch Apatit.
Nach Ramsays Berechnung treten diese Gemengteile in folgender procentischer Zusammensetzung auf:

| | | |
|---|---|---|
| Nephelin | ca. | 82—86 % |
| Ägirin | ca. | 12—16 „ |
| Apatit | ca. | 1,5—2 „ |

**83. Pikritporphyrit-ähnliches Gestein** von Kietknjun, Lujavr-Urt.

Lit.:
*W. Ramsay,* Das Nephelinsyenitgebiet der Halbinsel Kola II. Fennia 15, N:o 2. Helsingfors 1899, pag. 26.

Mineralbestand:

Hauptsächlich Olivin und Augit mit etwas Grundmasse.

**84. Granulit** von Enare, Finnisches Lappland.

Mineralbestand:

Quarz, Orthoklas, Albit und Granat.

**85. Granulit,** typischer, von Ivalo, Finnisches Lappland.

Mineralbestand:

Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Albit, Oligoklas), etwas Glimmer und Eisenerz.

**86. Granulitgneis** vom Finnischen Lappland.

Mineralbestand:

Quarz, Orthoklas, etwas Albit, Biotit, Rutil, Granat.

**87. Laanilit** von Laanila, Finnisches Lappland.

Mineralbestand:

Granit, Biotit, Quarz und Eisenerz.

**88. Porphyritoid** von Löytökorpi, Kankaanpää.

Lit.:

*J. J. Sederholm,* Über eine archäische Sedimentformation. Bull. Comm. Géol. Finl. N:o 6. H:fors 1897, pag. 73.

Ein Tuffgestein, bestehend aus Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende.

**89. Imandrit** von Umptek, Halbinsel Kola.

Lit.:

*W. Ramsay,* Das Nephelinsyenitgebiet der Halbinsel Kola I. Fennia 11, N:o 2. Helsingfors 1894, pag. 46.

Mineralbestand:

Quarz, Feldspath (Oligoklas u. Albit), Biotit, Magnetit, Leukoxen, Ilmenit, Rutil, Chlorit u. Epidot.

Nach Ramsay ist das Gestein ursprünglich eine Grauwacke oder ein Tuff aus eruptiven Materiale gewesen und nach einer von reichlicher Quarzbildung begleiteten Verwitterung zuletzt der Contactwirkung des Nephelinsyenites ausgesetzt gewesen.

**90. Hypersthen-cordierit-hornfels** von Umptek, Halbinsel Kola.

Lit.:

Siehe N:o 89, dieselbe Abhandlung pag. 51.

Mineralbestand:

Natronfeldspath, Orthoklas, Quarz, Cordierit, Hypersthen, Biotit u. Magnetit.

Auf die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteines ist es nach der Meinung des Autors nicht möglich einen bestimmten Schluss zu ziehn.

**91. Olivin-strahlstein-fels** von Kuakrisnjark, Umptek, Halbinsel Kola.

Lit.:

Siehe N:o 89, dieselbe Abhandl. pag. 58.

Mineralbestand:

Tremolit, Antophyllit, Olivin, Cordierit, Oligoklas und Spinell.

Ist nach Ramsay ein den veränderten Diabasporphyriten am Ufer des Imandra verwandtes, somit ursprüngliches Eruptivgestein, welches der Contactmetamorphose durch den Nephelinsyenit ausgesetzt war.

# Nachtrag.

Nachträglich sollen hier noch einige Analysen finnischer Eruptivgesteine Erwähnung finden, welche in der allgemeinen Zusammenstellung leider durch ein Versehn übergangen worden waren. Es sind diese Analysen folgenden Arbeiten entnommen:

*Joh. Lemberg,* Die Gebirgsarten der Insel Hochland chemisch-geognostisch untersucht. Archiv für die Naturkunde Liv-, Esth- und Kurlands. I. Serie, Bd IV, pag. 174—222. Dorpat 1868.
(Analysen 92—94.)

*A. Kuhlberg,* Die Insel Pargas (Åhlön) chemisch-geognostisch untersucht. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Esth- und Kurlands. I Serie, Bd IV, pag. 115. ff. Dorpat 1868.
(Analysen 95 u. 96.)

*A. E. Nordenskiöld,* Beskrifning öfver de i Finland funna mineralier. Helsingfors 1863, pag. 104.
(Analyse 97.)

In den zwei erst genannten Arbeiten finden sich eine grössere Menge Gesteinsanalysen vor, es sind aber hier nur diejenigen davon ausgewählt worden, in welchen sowohl Eisenoxyd als auch Eisenoxydul bestimmt sind und deren Summen die von den Amerikanern für das Kriterium „superior analys" gesetzten Bedingungen erfüllen.

Die Analysen schliessen sich mit fortlaufender Nummerierung an die vorher gegebenen an und sind in folgender Reihenfolge zusammengestellt:

| | | analysiert von: |
|---|---|---|
| 92. | Quarzporphyr von Lappinlax, Hogland . . . . | J. Lemberg. |
| 93. | „ „ Lounatkorkia, Hogland . . | J. Lemberg. |
| 94. | Hornblendegestein vo Kujapohjahelli, Hogland . | J. Lemberg. |
| 95. | Basaltisches Ganggestein von Ersby, Pargas . . | A. Kuhlberg. |
| 96. | Hornblendegestein von Skräbböle, Pargas . . | A. Kuhlberg. |
| 97. | Wihtisit vou Haavisto, Wihtis . . . . . | Laurent. |

N:o 92. **Quarzporphyr** von Lappinlax, Hogland

anal. Joh. Lemberg.

| | % | Mol. | or | ab | an | C | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 74.21 | 1.237 | 420 | 48 | 64 | | | 40 | 665 |
| $Al_2O_3$ | 12.51 | .123 | 70 | 8 | 32 | 13 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.78 | .005 | | | | | 5 | | |
| FeO | 2.94 | .040 | | | | | 5 | 35 | |
| CaO | 1.82 | .032 | | | 32 | | | | |
| MgO | 0.20 | .005 | | | | | | 5 | |
| $Na_2O$ | 0.54 | .008 | | 8 | | | | | |
| $K_2O$ | 6.67 | .070 | 70 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.50 | | | | | | | | |
| Summa | 100.17 | | | | | | | | |

**Norm:** *)

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 39.90 % | Q = 39.9 | | |
| Orthoklas | — or = 38.92 „ | | Sal = 91.9 | |
| Albit | — ab = 4.19 „ | F = 52.0 | | |
| Anorthit | — an = 8.90 „ | | | |
| Corund | — C = 1.33 „ | C = 1.3 | | |
| Hypersthen | — hy = 5.12 „ | P = 5.1 | Fem = 7.6 | |
| Magnetit | — mt = 1.16 „ | M = 1.2 | | |
| | 99.52 % | | | |

Klasse I: Ordnung 3: Rang 2: Subrang 1:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{91.9}{7.6} > \frac{7}{1}$ $\frac{Q}{F} = \frac{39.9}{52.0} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{78}{32} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{70}{8} > \frac{7}{1}$

*Persalan* *Columbar* quarfelisch *Alsbachas* domalkalisch perpotassisch

*) Betreffend den wirklichen Mineralbestand der Gesteine N:o 92 u. 93 siehe unter Abschnitt „Anmerkungen" N:o 18 und 19.

N:o 93. **Porphyr** von Lounatkorkia, Hogland

anal. J. Lemberg.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 62.75 | 1.046 | 282 | 246 | 162 | | 83 | 273 |
| $Al_2O_3$ | 17.11 | .168 | 47 | 41 | 81 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.20 | .014 | | | | 14 | | |
| FeO | 5.61 | .078 | | | | 14 | 64 | |
| CaO | 4.57 | .081 | | | 81 | | | |
| MgO | 0.77 | .019 | | | | | 19 | |
| $Na_2O$ | 2.57 | .041 | | 41 | | | | |
| $K_2O$ | 4.41 | .047 | 47 | | | | | |
| $H_2O$ | 0.50 | | | | | | | |
| Summa | 100.49 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 16.38 % | Q = 16.4 | | |
| Orthoklas | — or = 26.13 „ | | | Sal = 86.5 |
| Albit | — ab = 21.48 „ | F = 70.1 | | |
| Anorthit | — an = 22.52 „ | | | |
| Hypersthen | — hy = 10.35 „ | P = 10.4 | | |
| Magnetit | — mt = 3.25 „ | M = 3.3 | | Fem = 13.7 |
| | 100.11 % | | | |

Klasse II: Ordnung 4: Rang 3: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{86.5}{13.7} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{16.4}{70.1} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{88}{81} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{47}{41} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

*Dosalan* *Austrar* quardofelisch *Tonalas* alkalikalkisch *Harzos* sodipotassisch

N:o 94. **Schwarzes feinkörniges Hornblendegestein**
von Kujapohjahelli, Hogland

anal. J. Lemberg.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 58.81 | .980 | 114 | 210 | 166 | | 40 | 133 | 317 |
| $Al_2O_3$ | 14.01 | .137 | 19 | 35 | 83 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 5.08 | .032 | | | | 32 | | | |
| FeO | 8.73 | .121 | | | | 32 | 11 | 78 | |
| CaO | 5.77 | .103 | | | 83 | | 20 | | |
| MgO | 2.56 | .064 | | | | | 9 | 55 | |
| $Na_2O$ | 2.20 | .035 | | 35 | | | | | |
| $K_2O$ | 1.77 | .019 | 19 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.49 | | | | | | | | |
| Summa | 99.42 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 19.02 % | Q = 19.0 | } | Sal = 71.0 |
| Orthoklas | — or = 10.56 „ | } F = 52.0 | | |
| Albit | — ab = 18.34 „ | | | |
| Anorthit | — an = 23.07 „ | | | |
| Diopsid | — di = 4.67 „ | } P = 20.5 | } | Fem = 27.9 |
| Hypersthen | — hy = 15.80 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 7.42 „ | M = 7.4 | | |
| | 98.88 % | | | |

Klasse II: Ordnung 4: Rang 3: Subrang 4:

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{71.0}{27.9} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \qquad \frac{Q}{F} = \frac{19.0}{52.0} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \qquad \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{54}{83} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5} \qquad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{19}{35} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

| *Dosalan* | *Austrar* | *Tonalas* | *Tonalos* |
|---|---|---|---|
| | quardofelisch | alkalikalkisch | dosodisch |

## N:o 95. „Basaltisches Ganggestein“ von Ersby, Pargas

anal. A. Kuhlberg.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | hy | C | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 47.51 | .792 | 12 | 300 | 258 | | 183 | | 39 |
| $Al_2O_3$ | 18.74 | .183 | 2 | 50 | 129 | | | 2 | |
| $Fe_2O_3$ | 5.41 | .034 | | | | 34 | | | |
| FeO | 6.98 | .097 | | | | 34 | 44 | | 19 |
| CaO | 7.21 | .129 | | | 129 | | | | |
| MgO | 7.91 | .198 | | | | | 139 | | 59 |
| $Na_2O$ | 2.09 | .050 | | 50 | | | | | |
| $K_2O$ | 0.22 | .002 | 2 | | | | | | |
| $H_2O$ | 3.18 | | | | | | | | |
| Summa | 99.25 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 1.11 % | | | |
| Albit | — ab = 26.20 „ | F = 63.2 | Sal = 63.4 | |
| Anorthit | — an = 35.86 „ | | | |
| Corund | — C = 0.20 „ | C = 0.2 | | |
| Hypersthen | — hy = 19.71 „ | P = 19.7 | Fem = 33.0 | |
| Olivin | — ol = 5.37 „ | O = 5.4 | | |
| Magnetit | — mt = 7.89 „ | M = 7.9 | | |
| | 96.34 % | | | |

Klasse II: Ordnung 5: Rang 4: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{63.4}{33.0} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0}{63.2} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{52}{129} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{2}{50} > \frac{3}{5}$

*Dosalan* *Germanar* perfelisch *Hessas* dokalkisch *Hessos* persodisch

N:o 96. **Hornblendegestein** von Skräbböle, Pargas

anal. A. Kuhlberg.

| | % | Mol. | or | ab | an | mt | di | hy | ol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46.79 | .780 | 54 | 216 | 286 | | 104 | 102 | 18 |
| $Al_2O_3$ | 19.23 | .188 | 9 | 36 | 143 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 5.72 | .036 | | | | 36 | | | |
| FeO | 9.15 | .127 | | | | 36 | 25 | 48 | 17 |
| CaO | 10.91 | .195 | | | 143 | | 52 | | |
| MgO | 3.97 | .099 | | | | | 27 | 54 | 19 |
| $Na_2O$ | 2.55 | .036 | | 36 | | | | | |
| $K_2O$ | 0.82 | .009 | 9 | | | | | | |
| $H_2O$ | 0.35 | | | | | | | | |
| Summa | 99.49 | | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Orthoklas | — or = 5.00 % | F = 63.6 | Sal = 63.6 | |
| Albit | — ab = 18.86 „ | | | |
| Anorthit | — an = 39.75 „ | | | |
| Diopsid | — di = 12.03 „ | P = 23.8 | Fem = 35.1 | |
| Hypersthen | — hy = 11.74 „ | | | |
| Olivin | — ol = 2.92 „ | O = 2.9 | | |
| Magnetit | — mt = 8.35 „ | M = 8.4 | | |
| | 98.65 % | | | |

Klasse II: Ordnung 5: Rang 4: Subrang 3:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{63.6}{35.1} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{Q}{F} = \frac{0}{63.6} < \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{45}{143} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{9}{36} < \frac{3}{5}$

*Dosalan* *Germanar* perfelisch *Hessas* dokalkisch *Hessos* presodisch

N:o 97. **Wihtisit** *) aus errat. Block, Haavisto, Wihtis

anal. Laurent.

| | % | Mol. | ab | an | di | hy | mt | Q |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 56.3 | .938 | 336 | 148 | 66 | 198 | | 190 |
| $Al_2O_3$ | 13.3 | .130 | 56 | 74 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 4.0 | .025 | | | | | 25 | |
| FeO | 13.0 | .181 | | | 22 | 134 | 25 | |
| CaO | 6.0 | .107 | | 74 | 33 | | | |
| MgO | 3.0 | .075 | | | 11 | 64 | | |
| $Na_2O$ | 3.5 | .056 | 56 | | | | | |
| Summa | 99.1 | | | | | | | |

**Norm:**

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Quarz | — Q = 11.40 % | Q = 11.4 | | |
| Albit | — ab = 29.34 „ | F = 49.9 | Sal = 61.3 | |
| Anorthit | — an = 20.57 „ | | | |
| Diopsid | — di = 7.83 „ | P = 31.9 | Fem = 37.3 | |
| Hypersthen | — hy = 24.09 „ | | | |
| Magnetit | — mt = 5.80 „ | M = 5.8 | | |
| | 99.03 % | | | |

Klasse III: Ordnung 4: Rang 3: Subrang 5:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{61.3}{37.3} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{Q}{F} = \frac{11.4}{49.9} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{56}{74} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{0}{56} < \frac{1}{7}$

*Salfeman* *Vaalar* quardofelisch *Vaalas* alkalikalkisch persodisch

*) Schwarzgraues dichtes Gestein von dioritisch-diabasischer Zusammensetzung, bildet Gang im Granit.

## Schlussbemerkungen.

Es sollen hier zuerst die Namensveränderungen resp. Einführungen neuer Namen, welche in den vorhergehenden Abschnitten gelegentlich der Anmerkungen zu den einzelnen Gesteinsanalysen vorgeschlagen wurden, noch einmal angeführt werden.

Die Vorschläge sind:

1) in der zweiten Klasse, Dosalan, Ordnung 7, Italar, anstatt: „Lujavras“ und „Lujavros“ die Bezeichnungen „Chibinas“, und „Chibinos“.
2) in der dritten Klasse Salfeman für Subrang 5 von Rang 1 der Ordnung 8 der Name „Tavos“.

Es würde wohl sehr voreilig sein aus der in den Tabellen (siehe Tab. 1—3) gegebenen Übersicht der Verteilung der analysierten Gesteine in dem neuen Systeme und ihrem darin sich ausdrückenden chemischen Character irgend welche allgemeine Schlüsse über die chemische Beschaffenheit der Eruptivgesteine der hier in Betracht kommenden östlichen Hälfte von Fennoscandia ziehen zu wollen. Dazu ist erstens die Anzahl der Analysen gegenüber dem ungeheuren Gebiete, aus dessen verschiedenen Teilen das Material zusammengewürfelt ist, eine verschwindend geringe. Zweitens ist noch zu bedenken, dass das Material für jede Analyse doch nur einen sehr geringen Teil des bezüglichen Eruptivgesteines repräsentiert und das auch mineralogisch recht einheitliche Gesteinsmassive doch innerhalb gewisser Grenzen chemisch nicht unbedeutende locale Schwankungen aufweisen, ganz abgesehn von den schon durch Verschiedenheiten in der mineralogischen Zusammensetzung deutlich

hervortretenden Differentiationserscheinungen u. s. w. Betrachten wir zum Beispiel die mineralogisch doch sehr einheitlichen Rapakivigranite Finlands, von denen hier 12 Analysen angegeben sind. Wir wollen von fünf vielleicht nicht ganz vollguten, N:o 4, 5, 7, 8 u. 10, absehen und nur die übrigen sieben in Betracht ziehen. Alle diese sieben gehören den Persalanen an, doch fallen vier von ihnen in die 5. Ordnung, Columbar, und drei in die 4. Ordnung, Britannar. Von den vier ersteren sind je zwei sodipotassische Alaskase und sodipotassiche Alsbachase. Von den drei Britannaren ist einer ein sodipotassischer Liparas und zwei sind sodipotassische Toscanase. Die Schwankungen in der relativen Menge von Quarz und Feldspath der Norm sowie in dem Verhältnisse $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO}$ innerhalb dieses Gesteinstypus bedingen die Verteilung desselben über vier Rangabteilungen innerhalb zweier benachbarten Ordnungen. Interessant ist es jedensfalls zu constatieren, dass sämtliche sieben Persalane trotz aller sonstigen Verschiedenheiten sodipotassisch sind und somit ungefähr dasselbe constante Verhältnis $\frac{K_2O}{Na_2O}$ zeigen.

Noch deutlicher tritt die Zerstreuung zusammengehöriger Gesteine über verschiedene Abteilungsfächer des Systemes zu Tage, wenn wir z. B. die Analysen der Nephelinsyenite von Umptek betrachten. Wir wollen dabei nur die fünf rein nephelinsyenitischen Typen in Betracht ziehn und natürlich ganz von ihren weiteren Differentiationsprodukten absehn. Zwei dieser Nephelinsyenite sind Persalane und zwar der Ordnung 6, Russar, angehörend, doch ist der eine (68) ein Miaskas, während der andere (Tinguait N:o 69) ein Viezzenas ist. Die übrigen drei sind Dosalane, der eine (67) ein Laurdalas (Ordnung 6, Norgar) und zwei (65 u. 66) Chibinase (Ordnung 7, Italar). Alle fünf Nephelinsyenite sind jedoch dosodisch, es ist somit auch hier das Verhältnis $\frac{K_2O}{Na_2O}$ constant.

Es genügen diese Beispiele um zu zeigen, welche chemischen Verschiedenheiten man innerhalb ein und desselben Gesteines aufweisen kann, und um das bereits in der Einleitung Hervorgehobene klarzuthun, nämlich dass eine Zugrundelegung in erster Linie chemischer Eigenschaften für eine petrographische Classification, wie es hier im neuen amerikanischen Systeme der Fall ist, deshalb nicht ganz glücklich ist, weil sie mineralogisch, structurell und geologisch zusammengehörige Gesteinsgruppen aus einander reisst und ihre Anordnung unübersichtlich macht.

Einige Worte seien hier noch über die Verhältnisse $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO}$ und $\frac{K_2O}{Na_2O}$ in den Gesteinen der 3 ersten Klassen gesagt, somit über die Verhältnisse, welche für Rang und Subrang massgebend sind. Bekanntlich werden im amerikanischen Systeme bei der Berechnung dieser Verhältnisse nur die auf die vorherrschenden, salischen Gemengteile fallenden Mengen von $K_2O$, $Na_2O$ und CaO in Betracht gezogen, dagegen die den femischen Mineralien zugehörigen Mengen dieser Bestandteile ignoriert. Besonders fühlbar macht sich dies betreffend das Verhältnis $\frac{KO_2 + Na_2O}{CaO}$. Es wird also nur die Majorität in Betracht genommen, die Minorität aber vernachlässigt. In der dritten Klasse, bei den Salfemanen, ist jedoch die Minorität der femischen Mineralien sehr ansehnlich, ja oft gar keine solche mehr, sondern eine kleine Majorität. Nun könnte man ja einwenden, dass der Name Salfeman bereits in den meisten Fällen voraussetzt, dass Kalk in grösserer Menge im Gesteine vorhanden ist, und dass dies deshalb im Namen der Unterabteilungen nicht ausgedrückt zu werden braucht. Das mag wohl für viele Fälle eintreffen, aber betrachten wir die von *Washington* in seiner oben citierten Abhandlung gegebenen Tabellen, so finden wir, dass der Kalkgehalt der *peralkalischen* Salfemane ganz ansehnliche Sprünge macht. Z. B. hat der Arfvedsonitanalcimtinguait von Kangerdluarsuk (pag. 339) nur 0.86 % CaO gegen 12.32 % $Na_2O$ und 1.91 % $K_2O$, dagegen der Camptonit von Oxford (dies. pag.) nicht weniger als 11.74 % CaO gegen nur 3.67 % $Na_2O$ und 3.33 % $K_2O$, und der Pyroxensyenit von Ahvenvaara (pag. 313) sogar 13.91 % CaO gegen zusammen ca. 8 % Alkalien. Das erstgenannte Gestein wird man ja gerne peralkalisch nennen, dagegen wird man den beiden anderen nur mit einem gewissen Widerstreben dieses Attribut zuerkennen wollen. Es seien hier nur diese wenigen Beispiele angeführt, aus welchen schon hervorgeht, dass das Verhältnis $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO}$ bei peralkalischen Salfemanen von 16.55 bis 0.58 variieren kann.

Bei den peralkalischen Dosalanen sind diese Schwankungen im Kalkgehalte naturgemäss geringer, doch sind sie auch schon recht bemerklich. Am wenigsten tritt das Missverhältnis natürlich bei den Persalanen zum Vorschein. Diesem Übelstande würde am leichtesten abgeholfen sein durch Heranziehung sowohl der salischen wie auch der femischen Mineralien für die Berechnung der

genannten Verhältnisse. Allerdings würden dann in der Tabelle der Salfemane (siehe Tab. 3) die Gesteine sich unproportioniert zahlreich nach unten zu, in den kalkreicheren Abteilungen concentrieren und die oberen peralkalischen und domalkalischen Range etwas stiefmütterlich vertreten sein. Dass die amerikanischen Petrographen für die Bestimmung von Rang und Subrang nur die vorherrschende Mineralklasse berücksichtigen, beruht wohl darauf, dass sie für die Minorität in weiteren Unterabteilungen, in „Grad" und „Subgrad" eine Repräsentation schaffen. Da aber in Washingtons Tabellen die Bestimmung der Norm nur bis zum Subrang hinab durchgeführt, und da dies ja auch praktisch schon völlig genügend ist, wäre es doch erwünscht dem oben hervorgehobenen Übelstande Abhülfe zu schaffen.

Zum Schlusse sei hier noch eine kleine statistische Übersicht gegeben über die Verteilung der hier auf Grund der allerdings nicht sonderlich zahlreichen Analysen berechneten Normen fennoskandischer Gesteine im amerikanischen Classifikationssysteme.

Von sämtlichen 97 analysierten Gesteinsproben sind 40 Persalane, 29 (30) *) Dosalane, 25 Salfemane und 3 Dofemane. Die Procentzahlen dieser Mengen sind hier in Columne a zum Vergleich mit den von *Washington* **) für 1,711 Analysen gefundenen, welche in Columne b stehen, angegeben:

| Klasse: | a | b |
|---|---|---|
| I. Persalane | 41.24 | 38.11 |
| II. Dosalane | 30.93 | 39.50 |
| III. Salfemane | 25.77 | 17.77 |
| IV. Dofemane | 3.09 | 3.68 |
| V. Perfemane | — | 0.94 |

Von den 40 Persalanen (siehe Tal. 1) sind nicht weniger als 35 granitische Gesteine, wenn man zu diesen auch die Granulite und Granulitgneise zählt. Die übrigen 5 verteilen sich auf 2 Nephelinsyenite, 1 Orthoklasporphyrit, 1 Pyroxensyenit und den Imandrit, ein

*) Eines der Gesteine (89) steht auf der Grenze zwischen Persalan und Dosalan.

**) *H. Washington,* Chemical analyses of ingneous rocks, pag. 102.

umgewandeltes Tuff-gestein. Die Granite sind am zahlreichsten durch Rang 2, Toscanas, der Ordnung 4, Britannar, vertreten und zwar wiederum am zahlreichsten als Toscanose, wie es auch vollkommen dem Verhältnisse bei Washingtons 1711 Analysen enspricht. Es scheinen die Toscanase, resp. Toscanose die am zahlreichsten vertretene Gesteinsgruppe nicht nur unter den Persalanen allein, sondern auch im Vergleich mit allen anderen Klassen und deren Untergruppen *) zu sein. Was das Verhältnis $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO}$ betrifft, so sehn wir das sämtliche 40 Persalane unserer Tabelle peralkalisch oder domalkalisch sind, die kalkreicheren Gruppen sind gar nicht repräsentirt. Betreffend das Verhältnis der Alkalien unter einander ist die Mehrzahl sodipotassisch, nämlich 23, während 8 dosodisch, 7 dopotassisch und 2 perpotassisch sind.

Die 30 Dosalane (siehe Tab. 2) verteilen sich auf eine buntere Reihe von Gesteinstypen, vor allem sind in dieser Klasse die Syenite und Nephelingesteine concentriert. Im übrigen finden sich hier auch einzelne Repräsentanten granitischer Typen einerseits sowie mehr basischer Gesteine andrerseits vor. Das Verhältnis $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO}$ ist hier ein mehr wechselndes, indem 4 Range vertreten sind, und nur der fünfte, der perkalkische fehlt, jedoch sind mehr als die Hälfte der Gesteine, nämlich 17, peralkalisch. Auffallend ist, was das Verhältnis $\frac{K_2O}{Na_2O}$ betrifft, das Vorwiegen der do- und persodischen Gesteine, es sind ihrer 27 gegen nur 3 sodipotassische.

In der dritten Klasse, Salfeman (siehe Tab. 3), welche den grössten Teil der basischen Gesteine umfasst, sind alle 5 Range vertreten. Auch hier sind wie bei den Dosalanen die Natrongesteine überwiegend, perpotassische und dopotassische Glieder fehlen, nur 3 sind sodipotassisch und alle übrigen 22 dosodisch oder persodisch.

*) Dieselbe Abhandlung pag. 54. ff.

# Klasse I. Persalan, $\frac{sal}{fem} > \frac{7}{1}$

| Ordnung: | 1. $\frac{Q}{F} > \frac{7}{1}$ **Victorar** | 2. $\frac{Q}{F} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ **Belgar** | 3. $\frac{Q}{F} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ **Columbar** | 4. $\frac{Q}{F} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ **Britannar** | 5. $\frac{Q,L}{F} < \frac{1}{7}$ **Canadar** | 6. $\frac{L}{F} < \frac{5}{3} > \frac{1}{7}$ **Russar** | 7. $\frac{L}{F} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ **Tasmanar** | 8. $\frac{L}{F} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ **Ontarar** | 9. $\frac{L}{F} > \frac{7}{1}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Rang 1, **peralkalisch,** $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} > \frac{7}{1}$ | | Dargas | Alaskas | Liparas | Nordmarkas | Miaskas | Laugenas | | |
| Subrang 1, perpotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{7}{1}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, dopotassisch, „ $< \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | 1. 9. | 17. 25. | | | | | |
| „ 3, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | 3. (7.) (13.) 24. | 31. 61. | | | | |
| „ 4, dosodisch, „ $< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | 89. | | 68. | | | |
| „ 5, persodisch, „ $< \frac{1}{7}$ | | | | | | | | | |
| Rang 2, **domalkalisch,** $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | Alsbachas | Toscanas | Pulaskas | Viezzenas | | | |
| Subrang 1, perpotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{7}{1}$ | | | 18. 92. | | | | | | |
| „ 2, dopotassisch, „ $< \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | | 19. 28. (29) | | | | | |
| „ 3, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | 84. | 2. (5). 6. 22. 85. | (4.) 11. 12. 14. 15. 20. 21. 23. 30. 75. 86. | | | | | |
| „ 4, dosodisch, „ $< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | (8.) 16. 26. 27. | 32. | 69. | | | |
| „ 5, persodisch, „ $< \frac{7}{1}$ | | | | | | | | | |
| Rang 3, **alkalikalkisch,** $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | Riesenas | Coloradas | | | | | |
| Subrang 1, perpotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{7}{1}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, dopotassisch, „ $< \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | | | | | | | |
| „ 3, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | | | | | | |
| „ 4, dosodisch, „ $< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | | | | | | |
| „ 5, persodisch, „ $< \frac{1}{7}$ | | | | | | | | | |
| Rang 4, **dokalkisch,** $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | | Labradoras | | | | |
| Subrang 1, prepotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{5}{3}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | | | | | | |
| „ 3, presodisch, „ $< \frac{3}{5}$ | | | | | | | | | |
| Rang 5, **perkalkisch,** $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{1}{7}$ | | | | | Canadas | | | | |

1. Rapakivigranit (Wiborger) v. Pytterlaks.
2. „ „ „
3. „ „ „
(4.) „ „ v. Simola.
(5.) „ „ v. Esthland.
6. „ „ „
(7.) „ „ v. Huovila.
(8.) „ „ v. Simola.
9. „ v. Pitkäranta.
11. „ v. Nystad.
12. „ v. Åland.
(13.) Granit v. Walkeajärvenvaara (Ob.-Torneå).
14. „ v. Hangö.
15. „ v. Lörpys, Kuru.
16. Gneisgranit v. Juuka.
17. Mikroklingranit v. Söderö, Wänö.
18. Quarzporphyr v. Hogland.
19. „ „
20. Granit v. Rovaniemi.
21. „ v. Onas.
22. Porphyrgranit v. Karppi, Orivesi.
23. Granit v. Aavasaksa.
24. Granitporphyr v. Hangasoja.
25. Quarzporphyr v. Kuntivaara.
26. Granit v. Haidus, Nystad.
27. „ v. Palois, Idensalmi.
28. Kugelgranit v. Wirvik, Borgå.
(29.) Orthoklasporphyrit v. Teisko.
30. Granit v. Ukonvaara, Kuusamo.
31. Gneisgranit v. Pitkäranta.
32. Natrongranit v. Suhankojärvi, Simo.
61. Pyroxensyenit v. Ahvenvaara, Kuusamo.
68. Neph.syenit v. Poutelitschorr, Umptek, Kola.
69. Tinguait v. Umptek, Halbinsel, Kola.
75. Granit v. Lestiware, Umptek, Hbisl Kola.
84. Granulit v. Enare, Lappland.
85. „ v. Ivalo, „
86. Granulitneis v. Lappland.
89. Imandrit v. Umptek, Halbinsel Kola.
92. Quarzporphyr v. Lappinlax, Hogland.

**Tab. 2.**

6.

67. 76.

ek, Hbisl. Kola.

## Klasse II. Dosalan, $\frac{sal}{fem} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$

| Ordnung: | 1. $\frac{Q}{F} > \frac{7}{1}$ | 2. $\frac{Q}{F} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | 3. $\frac{Q}{F} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ **Hispanar** | 4. $\frac{Q}{F} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ **Austrar** | 5. $\frac{Q,L}{F} < \frac{1}{7}$ **Germanar** | 6. $\frac{L}{F} < \frac{5}{3} > \frac{1}{7}$ **Norgar** | 7. $\frac{L}{F} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ **Italar** | 8. $\frac{L}{F} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ **Campanar** | 9. $\frac{L}{F} > \frac{7}{1}$ **Lappar** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Rang 1, **peralkalisch**, $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} > \frac{7}{1}$ | | | Varingas | Pantelleras | Umptekas | Laurdalas | *Chibinàs* | | Urtas |
| Subrang 1, perpotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{7}{1}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, dopotassisch, „ $< \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | | | | | | | |
| „ 3, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | | | | | | 70. |
| „ 4, dosodisch, „ $< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | 89. | 74. | 67. 76. 77. 78. 79. 80. | 63. 64. 65. 66. | | 56. 82. |
| „ 5, persodisch, „ $< \frac{1}{7}$ | | | (10.) | | | | | 59. | |
| Rang 2, **domalkalisch**, $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | | Dacas | Monzonas | Essexas | Vulturas | Vesuvas | |
| Subrang 1, perpotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{7}{1}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, dopotassisch, „ $< \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | | | | | | | |
| „ 3, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | 90. | | | | | |
| „ 4, dosodisch, „ $< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | 33. | 36. | | | | |
| „ 5, persodisch, „ $< \frac{7}{1}$ | | | | | | | | | |
| Rang 3, **alkalikalkisch**, $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | Almeras | Tonalas | Andas | Salemas | | | |
| Subrang 1, perpotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{7}{1}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, dopotassisch, „ $< \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | | | | | | | |
| „ 3, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | 34. 93. | | | | | |
| „ 4, dosodisch, „ $< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | 35. 94. | (50.) | | | | |
| „ 5, persodisch, „ $< \frac{1}{7}$ | | | | | 41. | | | | |
| Rang 4, **dokalkisch**, $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | Bandas | Hessas | | | | |
| Subrang 1, prepotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{5}{3}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | 37. 88. | | | | | |
| „ 3, presodisch, „ $< \frac{3}{5}$ | | | | | 95. 96. | | | | |
| Rang 5, **perkalkisch**, $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{1}{7}$ | | | Gordonas | | Corsas | | | | |

(10.) Rapakivigranit v. Kivikulma (Pitkäranta).
33. Granitähnl. Gest. v. Föglö, Åland.
34. Quarzdiorit v. Sassi.
35. Gneisgranit v. Ivalo, Lappland.
36. Natronminette v. Tavajärvi, Kuusamo.
37. Uralitporphyrit, Typ. IV. Koijärvi (Urdiala).
41. Diabas v. Simola.
(50.) „ v. Föglö, Åland.
56. Ijolith, sehr nephelinreich, v. Iivaara.
59. Natronsussexit v. Penikkavaara, Kuusamo.
63. Cancrinitsyenit v. Kuolajärvi.
64. Nephelinporphyr v. Kuolajärvi.
65. Nephelinsyenit v. Tschaschnatschorr, Umptek, Hbisl. Kola.
66. „ v. Rabotspitze „ „ „
67. „ v. Tuoljlucht „ „ „
70. Nephelinporphyr vom Umptek, Hbisl. Kola.
74. Umptekit v. Umpjavr, Hbisl. Koka.
76. Lujavrit v. Lujavr-Urt, „ „
77. Eudialytlujavrit, v. Lujavr-Urt, Hbisl. Kola.
78. Eudialytlamprophyllitlujavrit v. Lujavr-Urt.
79. Lujavrit, sehr ägirinreich v. „ „
80. Lamprophyllitlujavrit v. Lujavr-Urt, Hbisl. Kola.
82. Urtit v. Lujavr-Urt, Hbisl. Kola.
88. Porphyritoid v. Löytökorpi, Kankaanpää.
89. Imandrit v. Umptek, Hbisl. Kola.
90. Hypersthen-cordierit-hornfels v. Umptek, Hbisl. Kola.
93. Porphyr von Lounaskorkia, Hogland.
94. „Hornblendegestein“ v. Kujapohjahelli, Hogland.
95. Basaltisches Ganggestein v. Ersby, Pargas.
96. „Hornblendegstein“ v. Skräbböle, Pargas.

# Klasse III. Salfeman, $\frac{sal}{fem} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$

| Ordnung: | 1. $\frac{Q}{F} > \frac{7}{1}$ | 2. $\frac{Q}{F} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | 3. $\frac{Q}{F} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ **Atlantar** | 4. $\frac{Q}{F} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ **Vaalar** | 5. $\frac{Q,L}{F} < \frac{1}{7}$ **Gallar** | 6. $\frac{L}{F} < \frac{5}{3} > \frac{1}{7}$ **Portugar** | 7. $\frac{L}{F} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ **Kamerunar** | 8. $\frac{L}{F} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ **Bohemar** | 9. $\frac{L}{F} > \frac{7}{1}$ **Finnar** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| g 1, **peralkalisch**, $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} > \frac{7}{1}$ | | | Rockallas | | Orendas | Wyomingas | Malignas | Chotas | Ijalas |
| Subrang 1, perpotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{7}{1}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, dopotassisch, „ $< \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | | | | | | | |
| „ 3, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | 87. | | | | | | |
| „ 4, dosodisch, „ $< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | | 62. | | (71.) | (58.) | 55. |
| „ 5, persodisch, „ $< \frac{1}{7}$ | | | | | | | | (81.) | 57. |
| g 2, **domalkalisch**, $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | | | Kilauas | Monchiquas | Kamerunas | Albanas | |
| Subrang 1, perpotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{7}{1}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, dopotassisch, „ $< \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | | | | | | | |
| „ 3, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | | | | | | |
| „ 4, dosodisch, „ $< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | | | | 72. 73. | | |
| „ 5, persodisch, „ $< \frac{7}{1}$ | | | | | 44. | | | | |
| g 3, **alkalikalkisch**, $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | Vaalas | Camptonas | Limburgas | Etindas | | |
| Subrang 1, perpotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{7}{1}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, dopotassisch, „ $< \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | | | | | | | | |
| „ 3, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | 39. | 40. | | | | |
| „ 4, dosodisch, „ $< \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | | 38. 45. (51.) 54. | | | | |
| „ 5, persodisch, „ $< \frac{1}{7}$ | | | | 97. | 43. (60.) | | | | |
| g 4, **dokalkisch**, $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | | | | | Auvergnas | | | | |
| Subrang 1, prepotassisch, $\frac{K_2O}{Na_2O} > \frac{5}{3}$ | | | | | | | | | |
| „ 2, sodipotassisch, „ $< \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | | | | | | |
| „ 3, presodisch, „ $< \frac{3}{5}$ | | | | | 42. 46. (48.) 52. 53. | | | | |
| g 5, **perkalkisch**, $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} < \frac{1}{7}$ | | | | | Kedabekas 49. | | | | |

38. Uralitporphyrit, Typ. I. v. Tammela.
39. Gabbro, quarzhaltiger, v. Hyvinge.
40. „ „ v. Vallo, Torneå.
42. Diabas v. Kivakka, Russ. Karelien.
43. Uralitgabbro v. Rovaniemi.
44. Diabasmandelstein v. Tervola.
45. Uralitdiabas v. Kemi.
46. Gabbro v. Arvolas Bruch, Hyvinge.
(48.) Diorit v. Kiiskinkylä, Hogland.
49. Diabas (Hornblendeschiefer) v. Impilaks.
(51.) „ v. Föglö, Åland.
52. Uralitdiabas v. Herajärvi, Juuka.
53. Trapp v. Laanila, Lappland.
54. Diabas v. Nystad.
55. Ijolith v. Iivaara, Kuusamo.
57. „ „ „ „
(58.) „ „ „ „
(60.) Essexit v. Penikkavaara, Kuusamo.
62. Pyroxen-apatit-syenit v. Ahvenvaara, Kuusamo.
(71.) Ijolith v. Umptek, Hbisl. Kola.
72. Theralith v. Umptek, Hbisl. Kola.
73. Augitporphyrit v. Umptek, Hbisl. Kola.
(81.) Tavit v. Lujavr-Urt, Hbisl. Kola.
87. Laanilit v. Laanila, Lappland.
97. Wihtisit v. Haavisto, Wihtis.

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 16

# ON THE CANCRINITE-SYENITE

FROM

# KUOLAJÄRVI

## AND A RELATED DIKE ROCK

BY

**I. G. SUNDELL**

---

WITH ONE PLATE OF FIGURES

HELSINGFORS
FRENCKELLSKA TRYCKERI-AKTIEBOLAGET
1905

# ON THE CANCRINITE-SYENITE
FROM
# KUOLAJÄRVI AND A RELATED DIKE ROCK
BY
I. G. SUNDELL.

## 1. Cancrinite-Syenite.

In the deep valley of Pyhäkuru, in the parish of Kuolajärvi, the North of Finland, a new representative of the cancrinite-syenite was discovered in 1891. This rare rock was first identified by Törnebohm in his account on the Phonolite from Elfdalen in Särna, Dalarne, Sweden [1]), which on a closer examination proved to be a nepheline-syenite, containing a considerable amount of primary cancrinite, as an essential constituent.

An account of the petrographical character of the cancrinite-syenite from Pyhäkuru is given in the Bulletin de la Commission géologique de Finlande, N:o 1 [2]), by W. Ramsay and E. T. Nyholm, who have studied the rock under the microscope and fixed its close relationship to the nepheline-syenites. They prove on good evidence, that the cancrinite in this rock must originate from the molten magma, from which the rock has solidified.

The chemical composition of this rock being of great interest, towards completing our knowledge of it, an analysis of it was made by myself in 1904, the results of which are given below. At this work the methods of Hillebrand [3]) were followed, which are, with regard to the different determinations as well as to the convenient manner,

---

[1]) Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. N:o 80 Vol. VI, p. 383. A. E. Törnebohm: Om den s. k. Fonoliten från Elfdalen, dess klyftort och förekomstsätt. Mars 1883.

[2]) Bull. Comm. géol. de Finlande, N:o 1, Mai 1895, pp. 1—5.

[3]) Hillebrand: Some Principles and Methods of Rock Analysis. Bull. Geol. Surv. U. S. A. N:o 176.

in which the whole system is built up, superior to all other methods in use. Referring to Hillebrand, *op. cit.,* I shall not iterate the description of the methods; it will suffice to mention a few circumstances in reference to certain details of the work.

Material for the analysis was obtained from the same hand specimen [1]), which forms the basis of the microscopical examination, mentioned above. The rock powder used was practically air-dry, the sample of the rock having been kept in the collections of the University for more than ten years. Furthermore the powdered rock was exposed to the air for several days before bottling. The hygroscopic moisture, determined in an air bath at 110 ° C did not amount to more than 0.08 p. c. Total water was determined by the Penfield tube. For the estimation of $TiO_2$ the colorimetric method was used, which has first been applied by Weller and afterwards modified by Hillebrand and Dunnington. Alkalis were, of course, determined by the Lawrence Smith method.

Naturally special care was paid to the $CO_2$ determination, the carbon dioxide being a main factor at the calculation of the amount of cancrinite present. The apparatus used for this purpose was built upon the same principles as the one described by Hillebrand [2]), and was carefully tried in order to controll, its proper working before as well as after the decisive experiments. The carbon dioxide was retained by an absorption apparatus of the Geissler type, connected with a potash tube.

---

[1]) This hand specimen is taken from a loose stone, not bigger than a fist, which is the only authentic piece of the rock, that has ever been found. The first informations as to the occurrence of the rock have afterwards proved not to be correct, and to this day the locality from whence it derives, has not been discovered.

[2]) Hillebrand, *op. cit.* p. 101.

To avoid every error, the analysis was made double and as the table shows, the results agree very well with each other, the differences not being wider than allowable.

| | I | II | Special determinations | | Mean |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 52.13 | 52.36 | — | — | 52.25 |
| $TiO_2$ | 0.32 | 0.32 | — | — | 0.32 |
| $ZrO_2$ | — | — | trace | — | trace |
| $Al_2O_3$ | 20.40 | 20.53 | — | — | 20.46 |
| $Fe_2O_3$ | 3.87 | 3.76 | — | — | 3.82 |
| FeO | — | — | 0.68 | 0.68 | 0.68 |
| NiO | 0.06 | 0.04 | — | — | 0.05 |
| MnO | 0.09 | 0.09 | — | — | 0.09 |
| CaO | 2.40 | 2.38 | — | — | 2.39 |
| SrO | 0.09 | 0.09 | — | — | 0.09 |
| BaO | — | — | 0.06 | — | 0.06 |
| MgO | 0.11 | 0.17 | — | — | 0.14 |
| $K_2O$ | — | — | 6.18 | 6.18 | 6.18 |
| $Na_2O$ | — | — | 10.10 | 10.01 | 10.05 |
| $H_2O$ below 110° C | — | — | 0.08 | — | 0.08 |
| $H_2O$ above 110° C | — | — | 1.75 | — | 1.75 |
| $P_2O_5$ | — | — | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| $CO_2$ | — | — | 1.70 | 1.68 | 1.69 |
| $SO_3$ | — | — | trace | — | trace |
| S | — | — | trace | — | trace |
| | — | — | — | — | 100.15 |

Evidently the analysis, high in alkalis and alumina and low in iron oxides, lime and magnesia, shows an alkali rock, most typical in composition, while the low percentage of silica includes it with the nepheline-syenites of a more basic character. The chemical features of the rock correspond fairly well to the mineralogical composition of it, as given by Ramsay und Nyholm [1]). According to the high alkalis and alumina and rather low silica the feldspathoid molecule is very abundant, giving rise to the main constituent of the rock, the cancrinite, and some nepheline. On account of the considerable amount of potash, orthoclase is common, while the pyroxene recedes before the other components because of the small amounts of oxides of the bivalent metals.

[1]) Bull. Comm. géol. de Finlande, *loc. cit.* p. 3 *et seq.*

As has been already shown, by Ramsay and Nyholm [1]) there exists a close relationship between the Pyhäkuru and Särna rocks with regard to their mineralogical and petrographical character, and even their chemical composition is nearly the same. In the table below the analyses are compared to each other, the analysis of the cancrinite-syenite from Särna, made by Dr. Mann [2]), being put in column II. The small numbers refer to the molecular amounts of the different oxides.

| | I | II | | I | II |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 52.25<br>.865 | 51.04<br>.851 | MgO | 0.14<br>.004 | 0.97<br>.024 |
| $TiO_2$ | 0.32<br>.004 | 0.29<br>.004 | $K_2O$ | 6.18<br>.066 | 3.52<br>.037 |
| $ZrO_2$ | trace | — | $Na_2O$ | 10.05<br>.162 | 11.62<br>.187 |
| $Al_2O_3$ | 20.46<br>.200 | 20.47<br>.201<br>*(3.11)* [3]) | $H_2O$ below 110° C | 0.08<br>— | 5.85 |
| $Fe_2O_3$ | 3.82<br>.024 | 1.89 ?<br>.012<br>*(1.08)* | $H_2O$ above 110° C | 1.75<br>.098 | |
| FeO | 0.68<br>.010 | 2.19 ?<br>.031 | $P_2O_5$ | 0.05<br>.000 | 0.27<br>.002 |
| NiO | 0.05<br>.000 | — | $CO_2$ | 1.69<br>.038 | 1.64 [4])<br>.037 |
| MnO | 0.09<br>.001 | — | $SO_3$ | trace | — |
| | | | S | trace | — |
| CaO | 2.39<br>.043 | 2.62<br>.046 | | 100.15 | 102.37 |
| SrO | 0.09<br>.000 | — | Spec. grav. | 2.64 | 2.65 [5]) |
| BaO | 0.06<br>.000 | — | | | |

[1]) *Ibid.* p. 5.

[2]) Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1884 II p. 193.

[3]) See note 2 p. 7.

[4]) In the place of the $CO_2$ determination by Dr. Mann, 0.62 p. c., of which the correctness must be doubted, is put the more reliable $CO_2$ percentage, 1.64, obtained by E. Schoult and quoted by Törnebohm, *op. cit.* p. 397, note.

[5]) By Dr. Mann 2,46 (Neues Jahrbuch, *loc. cit.).* As this determination seemed somewhat doubtful, I determined the spec. gravity of several fragments of a typical sample of the cancrinite-syenite from Särna, with the result mentioned above.

It is evident that the main features of the analyses are very much the same. Certain differences refer to differences in their mineralogical composition. This concerns especially the ratio of $Na_2O$ to $K_2O$, which is in the Pyhäkuru rock, $2\,^1/_2 : 1$, but in the cancrinite-syenite from Särna amounts to 5 : 1. This is due to the difference between the feldspars of the two rocks, the feldspar in the former being a pure orthoclase, while in the latter the albite prevails.

Considering the fact, that these two rocks are practically free from magnetite and sulphides, a good statement as to the relation of their pyroxene minerals to each other can be obtained by examining the ratio FeO to $Fe_2O_3$, which may here express the proportion of the diopside molecule to the acmite molecule [1]). This ratio comes in the cancrinite-syenite from Pyhäkuru only to 0.46, showing that the pyroxene of this rock is an almost pure acmite, which is in full accordance with its appearance under the microscope, the extinction angle being about $3\,^1/_2\,°$, no zonal structure visible. In the Särna rock this ratio amounts to 0.76 [2]), and consequently the pyroxene must be here regarded as being a little more diopsidic. The microscopical investigation of the mineral points in the same direction, its extinction angle sometimes reaching up to 8—10 °, while zonal structure is common [3]).

Since the chemical composition of the pyroxene in the cancri-

---

[1]) Strictly the MgO, which together with the FeO forms the diopside molecule, ought to be considered here at the same time. In any case, as the Särna rock is the richer one in MgO as well as in FeO, it will be to the same effect, if the FeO is considered alone.

[2]) This ratio is calculated from the amounts of FeO and $Fe_2O_3$ given in the analysis of the pyroxene of the cancrinite-syenite from Särna by Dr. Mann. (Neues Jahrbuch für Mineralogie 1884 II p. 196). As there is no other iron-bearing mineral in this rock except the pyroxene, the $\frac{FeO}{Fe_2O_3}$ ratios, obtained from the analysis of the rock itself and from the analysis of the separated pyroxene mineral should correspond with each other. Yet they differ beyond every reason, and as the ratio obtained from the pyroxene analysis seems far more reliable, it has been preferred to the other one, the rather as I have myself determined the relative amounts of FeO and $Fe_2O_3$ in a typical specimen of the Särna rock, and obtained a ratio of 0.69. — If the total amount of iron in the analysis of the Särna rock is distributed upon the oxides corresponding to the ratio 0.76, the percentage weights for $Fe_2O_3$ and FeO would be resp. 3.11 and 1.08.

[3]) Törnebohm, *op. cit.* p. 395.

nite-syenite from Pyhäkuru is not known — for lack of material there was no possibility of separating and analyzing it — the actual mineral composition of the rock cannot be calculated. But with regard to the near chemical and mineralogical relationship of the cancrinite-syenites from Pyhäkuru and Särna to each other, a good parallel between both can be obtained by calculating their norms in accordance to the rules given by Cross, Iddings, Pirsson and Washington [1]).

For this purpose I would suggest in this special case to adopt the cancrinite as a salic standard mineral among the lenads because of its great importance as a very abundant and doubtless primary constituent of these rocks. It does not seem reasonable to distribute the different components of this mineral, which in the present case and according to the scheme of calculation, given by the authors, would be nepheline and calcite, upon the opposite — salic and femic — groups of standard minerals. Further, the authors have omitted the cancrinite from the list of standard minerals only on account of its great rarity as a primary component of igneous rocks, and naturally they would not charge their system by, in most cases, unnecessary factors.

The chemical composition of the cancrinite is hereby expressed by the formula of Dana [2]), which is based upon a series of valuable analyses of the cancrinite from different localities. The analysis of the cancrinite from Särna corresponds very nearly with this formula.

The results of the calculations are given in Tables I and II [3]). The close relationship of both rocks is here fully stated, both take the same position in the new system, and their norms are nearly the same. As the colored minerals in both rocks are rather subordinate, the standard mineral composition, calculated with the modi-

---

[1]) Cross, Iddings, Pirsson and Washington: Quantitative Classification of Igneous Rocks. 1903. The University of Chicago Press.

[2]) Dana: A System of Mineralogy. London 1892. P. 427.

[3]) This calculation of the cancrinite-syenite from Pyhäkuru has been already performed by Hackman in his recent work: „Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes. Bull. Comm. géol. de Finl. N:o 15, 1905, p. 79. The cancrinite-syenite from Särna is calculated by H. S. Washington in his: Chemical Analyses of Igneous Rocks, Washington 1903, p. 303. Though my calculations differ with regard to the treatment of the cancrinite the subrang arrived at has not been influenced by the different proceeding of mine.

fication suggested above, may be, with certain modifications, assumed to coincide with the actual mineral composition rather closely. If the total amount of femic minerals, except the apatite, is supposed to represent the amount of pyroxene present in the rocks, and all percentage weights of the minerals are recalculated to 100 p. c., the probable actual mineral composition of the rocks, given in percentage weights, would thus be:

| | Pyhäkuru. | | Särna. | |
|---|---|---|---|---|
| orthoclase | 37.13 | 43.50 | 21.09 | 43.12 |
| albite | 6.37 | | 22.03 | |
| nepheline | 13.21 | 40.01 | 14.28 | 40.72 |
| cancrinite | 26.80 | | 26.44 | |
| aegyrite | 16.49 | | 15.53 | |
| apatite | — | | 0.63 | |
| | 100.00 | | 100.00 | |

The identity of both rocks in mineral composition is striking. The only difference worth mentioning occurs in the relative amounts of the feldspars. The sums of the feldspars, as well as of the feldspathoids, are nearly the same in both rocks, and also the percentage weights of the aegyrite. As to the albite molecule, which appears at the calculation, it has been mentioned above, that, as far as the Pyhäkuru rock is concerned, no albite nor plagioclase of any kind has been observed at the microscopical investigation of this rock. This circumstance indicates, that the orthoclase in the cancrinite-syenite from Pyhäkuru should contain a considerable amount of $Na_2O$. The amount of $Na_2O$ of this mineral would have been found to be still higher, if the amount of $K_2O$ of the nepheline had been considered at the calculation.

## 2. Nepheline-Porphyry.

Among the rock samples, collected in Pyhäkuru, there are several which have, though not closely examined, been characterised as cancrinite-syenite-porphyry because of their porphyric structure and macroscopic resemblance to the cancrinite-syenite. Naturally, I, being once occupied with the chemical analysis of the cancrinite-

syenite from Kuolajärvi, would turn my attention to the said rock, which was believed to be a mere variety of the former.

According to the notes, made by the geological surveyors [1]) of these regions, the rock occurs upon a system of dikes and veins, penetrating the old archean crystalline rocks, granite-gneiss etc., which cover this part of the country. The dikes and veins, varying in thickness from less than an inch to as much as ten feet and perhaps more, break across the heavily ruptured rocks, but sometimes appear very much in the shape of intrusive sheets, the molten material having followed the planes of cleavage of the rocks, if such a path offered less resistance, than the fissures in them.

The rock when fresh looking, is of a dark grayish-green color. It is rather tough and breaks with an uneaven, somewhat chonchoidal fracture. On the surface it is thoroughly weathered and is then yellowish-brown. The groundmass is megascopically perfectly aphanitic, the only constituents of the rock distinguishable to the unassisted eye being phenocrysts of nepheline and pyroxene, and, very occasionally, biotite. The nepheline forms rectangular or hexagonal individuals not larger than 2 or 3 mm, while the pyroxene occurs as dark slender needles and stout prismatic crystals, sometimes 4 mm in length.

In thin section the rock is observed to be more or less altered by weathering. This is particularly the case with the nepheline, which has changed, often almost completely, into a radiating mass of slender transparent fibers and patches of a doubly refracting mineral, the alteration beginning on the outside, the patches and fibers standing normally to the outline of the crystals. Only in the center of the larger crystals some fresh substance remains. It has not been possible, because of its extraordinarily finegrained condition and indefinite forms, to identify with accuracy this decomposition product of the nepheline with any certain mineral. It shows white to yellow interference colors, thickness of section being about 0.025 mm. The extinction is often parallel to the fibers. When treated with acid, the mineral gelatinizes. No doubt a zeolite or a mixture of zeolites is at hand. Brögger has shown, that this alteration product of the nepheline consists principally of hydro-

---

[1]) Mr. E. T. Nyholm, 1899. No further examination of this rather complicated case has taken place.

nepheline, with some natrolite, etc. [1]) Where the decomposition has been more complete, minute crystals of calcite are scattered through the mass, discernible from their characteristic form and high birefringence. Primary inclusions of pyroxene and apatite are common.

In contrast to the nepheline, the pyroxene is perfectly fresh in color and appearance under the microscope. It is quite automorphic and shows a good development in the prismatic zone, where observed forms are (110), (100) and (010). The crystals are stout prismatic, or tabular || (100), or usually long and slender, with pointed forms. Twins are formed || (100). Generally distinct terminations are rare, and the ends of the crystals are rather fringing. To the long and slender individuals terminations by very acute pyramids are characteristic. The pyroxene is present in three different varieties, all in zonal growth with each other [2]). The interior of the larger crystals consists of an almost colorless augite, which is non-pleochroic. It is surrounded by several zones of a light green aegyrite-augite, that shows a distinct pleochroism, the colors varying in the following manner:

| a | > | b | > | c |
|---|---|---|---|---|
| green | | light green | | yellowish-green |

A narrow border of dark green aegyrite forms the outline of the crystals. The aegyrite substance is chiefly concentrated at the ends of the crystals. It is strong pleochroic and the colors observed are:

| a | > | b | > | c |
|---|---|---|---|---|
| dark green | | lighter green | | yellow |

The extinction, measured between a and c is varying. In the augitic center of the crystals extinction angles of 52 ° have been noted, while the zones of aegyrite-augite range from 36 ° to 28 °, the angle of extinction decreasing towards the outside, as the relative amount of the aegyrite molecule increases. In the border of aegyrite the extinction is nearly parallel, a : c amounting to a few degrees

[1]) Brögger: Mineralien der südnorwegischen Augitsyenite, Zeitschr. f. Kryst. Vol. 16, 1890, pp. 232—236.

[2]) See Ramsay and Nyholm: Bull. Comm. géol. de Finlande N:o 1, p. 6 fig. 2.

only, a falling in the pointed angle between a and c. Sometimes a recurrence in the zonal growth appears, when around the zones of aegyrite-augite follows a zone of the same substance, which forms the center of the crystal, in its turn surrounded by new zones of aegyrite-augite, with decreasing angles of extinction. It is to be noted also, that the pyroxene of this rock shows the characteristic dispersion of the axes of elasticity, which, as far as the augitic center is concerned, points to a considerable amount of titanium, but in the case of the aegyrite-augite may be partly due to the influence of the aegyrite molecule.

Biotite is very rarely present in thin sections. It shows rounded contours and is pleochroic in brown to yellow tints. Judging from the percussion figure, the plane of the optic axes is || (010). The biotites are surrounded by a border of fine needles of pyroxene in tangential position and would look like included fragments of extraneous origin, were not inclusions of the same biotite sometimes at hand in the larger crystals of pyroxene. In one of the sections small biotites occur rather abundantly, showing that the presence of this mineral is not quite accidental, though not very characteristic to the rock.

The groundmass of the rock is under the microscope found to be chiefly an aggregate of the same alteration products, which originate from the decomposition of the phenocrysts of nepheline. Needles of pyroxene are present abundantly, without showing any sign of flow-structure. Small rhombohedrons of calcite are seen everywhere, and microscopical fissures of the rock are filled with the same mineral. Apatite, sometimes reaching in size the dimensions of phenocrysts, is a common accessory, together with small, usually twinned crystals of titanite. Feldspar occurs, but quite rarely, in diminutive lamellae and seems to be a more basic plagioclase.

The zeolitic aggregate of the groundmass shows no marked structure, and the dots and patches are more rounded or irregular in shape. Sections parallel to the fibers are rare. Consequently the double refraction is generally less intense here, and the interference colors range from white to gray in different shades.

As to the original state of the groundmass it is difficult to decide anything with certainty. But from the fact, that phenocrysts of nepheline have developed abundantly, and as the alteration products of the groundmass are similar to those of the phenocrysts

of nepheline, it seems perfectly justified to conclude, that the chief component of the groundmass must have been originally nepheline. In fact small remains of nepheline substance can be identified in the groundmass, as an affirmative of this supposition. The rock thus seems to have been, when undecomposed, a porphyry with phenocrysts of nepheline, pyroxene and occasionally biotite, in a groundmass consisting chiefly of nepheline and pyroxene. Feldspar is quite subordinate. Apatite and titanite occur as accessories.

Near the contact the mesostasis is glass-like, but devitrificated to a certain extent. The nephelines are here less altered and usually contain much fresh substance in the center. The presence in the contact zone of numerous amygdales filled with calcite is remarkable. The contact is quite sharp and appears as a dark line, often running almost straight. As to the effect of the contact upon the surrounding rock, which in the only thin section of the contact, that has been studied, is a rather coarse grained gneiss, we find that it is penetrated by a network of fissures, filled with a mass af microlitic crystals of some green mineral, probably aegyrite, which has evaporated from the intruding molten magma.

Considering the present altered state of the rock, the chemical analysis of it is given only with reservation. The analysis was accomplished in the same way, as that of the cancrinite-syenite, so there is no need of giving any further account of the methods, which were here followed. The results are seen in the accompanying table, under column I.

How far the alteration of the rock has affected its chemical composition, is difficult to discern. The high amount of lime seems suspicious and probably some of it has been deposited from infiltrating water, though another part no doubt is due to some decomposed mineral of the rock, which originally contained lime (cancrinite?).

| | I | II |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45.48 | 48.28 |
| $TiO_2$ | 1.18 | — |
| $Al_2O_3$ | 18.75 | 20.72 |
| $Fe_2O_3$ | 3.99 | 6.24 |
| FeO | 1.57 | 3.58 |
| MnO | 0.15 | 0.22 |
| CaO | 7.22 | 2.88 |
| BaO | 0.13 | — |
| MgO | 1.50 | 2.32 |
| $K_2O$ | 3.80 | 4.43 |
| $Na_2O$ | 10.69 | 11.00 |
| $H_2O$ below 110° C | 0.10 | } 1.50 |
| $H_2O$ above 110° C | 2.00 | |
| $P_2O_5$ | 0.46 | 0.18 |
| Cl | 0.14 | — |
| $CO_2$ | 2.77 | — |
| $SO_3$ | 0.24 | — |
| | 100.17 | 101.35 |
| Spec. grav. | 2.76 | 2.76 |

From the microscopical investigation as well as from the chemical analysis of the rock it is obvious, that it is not identical with the cancrinite-syenite from Kuolajärvi and cannot be regarded as a mere apophysis of the latter. On the other hand the analysis shows all the signs, characteristic to the foyaitic magma, and the occurrence of the rock in the vicinity of the cancrinite-syenite makes it probable, that it is genetically connected with it without having solidified from a magma of exactly the same composition.

The affinity of this rock to the cancrinite-syenite is furthermore stated by its position in the American system of igneous rocks. The calculation of the norm [1]) from the chemical composition shows, that the rock belongs to the same subrang as the former. (See

[1]) This calculation has already been performed by Hackman, *op. cit.* p. 80. But since the analysis has afterwards been completed by determination of Cl and $SO_3$, the present calculation differs slightly from Hackman's with regard to the sodalite and noselite molecules, which appear in consequence of the amounts of Cl and $SO_3$. In any case the difference is of no consequence, and of course does not influence the position of the rock in the system.

Table III). This fully proves the close relationship of both rocks in chemical respect.

As a dike rock of foyaitic character it naturally ranges among the tinguaites, at the basic end of this series, according to the predominance of the nepheline molecule. In a general way it resembles chemically the tinguaite-porphyry from Katzenbuckel, Odenwald [1]) (column II, of the table above), the main difference, if the lime is left aside, being the higher amounts of $Fe_2O_3$ and FeO of the latter. Both rocks fall in the same subrang of the American system [1]).

Probably a whole system of dike rocks of tinguaitic type accompanying the supposed cancrinite-syenite massive of Kuolajärvi will be discovered at a further geological exploration of this region.

As to the name of the said rock Hackman [3]) has previously called it nepheline-porphyry, owing to the prevalence of phenocrysts of nepheline in it, and it seems, as if this name were the most natural at least until a closer knowledge of the rock has been obtained by studying it in unweathered samples and in the field. To characterise it plainly as a tinguaite, would be less exact, with regard to the extraordinary petrographical features of it, which are rather extreme compared to the tinguaites in general.

---

At the microscopical investigation of the nepheline-porphyry, which was followed with great interest by Professor Ramsay, it became evident, that this rock is identical with the melilite-basalt from Kuolajärvi, which has been described by Ramsay and Nyholm in the Bull. Comm. géol. de Finlande N:o 1, 1895. At the time being only a single specimen of the rock was at hand which had been obtained from a loose stone of small size, and was weathered to such a degree, as to allow no exact identification of its original state.

---

[1]) Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre, 1898 p. 215.

[2]) The norm of the rock from Katzenbuckel, calculated by me, is: or 26.13 ab 1.05 ne 43.74 ac 9.70 di 11.16 ol 3.63 mt 4.18 ap 0.34. Class II: *Dosalane;* Order 7: *Italare;* Rang 1: *Chibinase;* Subrang 4: *Chibinose.* — See note Tab. I.

[3]) Hackman: *op. cit.* p. 80 and 124.

No wonder, that the nepheline, which was almost entirely changed into a zeolitic mass, in the way described above, was mistaken for melilite. The fibrous structure of the decomposition products was considered as indicating a former „Pflockstruktur“ of the mineral in its unaltered condition, which is regarded as typical for the melilite, when seen under the microscope.

The Mineralogical Institute of the University.

Helsingfors in August 1905.

**Table I.**

Cancrinite-syenite from Pyhäkuru, Kuolajärvi.

| | Per cent. | Mol. | Il. | Or. | Ab. | Ne. | Cr. | Ac. | Di. | Wo. | Ns. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 52.25 | .865 | | 396 | 72 | 92 | 171 | 96 | 22 | 13 | 4 |
| $TiO_2$ | 0.32 | .004 | 4 | | | | | | | | |
| $ZrO_2$ | trace | — | | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 20.46 | .200 | | 66 | 12 | 46 | 76 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.82 | .024 | | | | | | 24 | | | |
| FeO | 0.68 | } | | | | | | | | | |
| NiO | 0.05 | } .011 | 4 | | | | | | 7 | | |
| MnO | 0.09 | } | | | | | | | | | |
| CaO | 2.39 | } | | | | | | | | | |
| SrO | 0.09 | } .043 | | | | | 19 | | 11 | 13 | |
| BaO | 0.06 | .000 | | | | | | | | | |
| MgO | 0.14 | .004 | | | | | | | 4 | | |
| $Na_2O$ | 10.05 | .162 | | | 12 | 46 | 76 | 24 | | | 4 |
| $K_2O$ | 6.18 | .066 | | 66 | | | | | | | |
| $H_2O-$ | 0.08 | .004 | | | | | | | | | |
| $H_2O+$ | 1.75 | .098 | | | | | 57 | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.05 | .000 | | | | | | | | | |
| $CO_2$ | 1.69 | .038 | | | | | 38 | | | | |
| $SO_3$ | trace | — | | | | | | | | | |
| S | trace | — | | | | | | | | | |
| | 100.15 | | | | | | | | | | |

| Formula. | Mol. Wt. | | Norm. | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $K_2O.\ Al_2O_3.\ 6SiO_2$ | $66 \times 556$ | = orthoclase | = 36.70 | F | 42.99 | Sal 82.54 |
| $Na_2O.\ Al_2O_3.\ 6SiO_2$ | $12 \times 524$ | = albite | = 6.29 | | | |
| $Na_2O.\ Al_2O_3.\ 2SiO_2$ | $46 \times 284$ | = nepheline | = 13.06 | L | 39.55 | |
| $4Na_2O.\ 4Al_2O_3.\ CaO.\ 9SiO_2.\ 2CO_2.\ 3H_2O$ | $38 \times 697$ | = cancrinite | = 26.49 | | | |
| $Na_2O.\ Fe_2O_3.\ 4SiO_2$ | $24 \times 462$ | = acmite | = 11.09 | P | 15.69 | Fem 16.30 |
| $Na_2O.\ SiO_2$ | $4 \times 122$ | = sodium metasilicate | = 0.49 | | | |
| $CaO.\ SiO_2$ | $11 \times 116$ | | | | | |
| $MgO.\ SiO_2$ | $4 \times 100$ | = diopside | = 2.60 | | | |
| $FeO.\ SiO_2$ | $7 \times 132$ | | | | | |
| $CaO.\ SiO_2$ | $13 \times 116$ | = wollastonite | = 1.51 | | | |
| $FeO.\ TiO_2$ | $4 \times 152$ | = ilmenite | = 0.61 | M | 0.61 | |
| | $45 \times 18$ | = $H_2O$ (rest) | = 0.81 | | | |
| | | | 99.65 | | | |

Class II: $\frac{al}{em} = \frac{82.54}{16.30} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ *Dosalane.*

Order 7: $\frac{F}{L} = \frac{42.99}{39.55} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ *Italare.*

Rang 1: $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{200}{19} > \frac{7}{1}$ *Chibinase* [1].

Subrang 4: $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{66}{134} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ *Chibinose* [1].

[1]) See Hackman *op. cit.* p. 124, notes 65 and 66; further p. 139.

## Table II.

Cancrinite-syenite from Särna, Dalarne.

| | Per cent. | Mol. | Ap. | Il. | Or. | Ab. | Ne. | Cr. | Ac. | Di. | Ol. | Ns. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51.04 | .851 | | | 222 | 246 | 98 | 167 | 48 | 44 | 15 | 11 |
| $TiO_2$ | 0.29 | .004 | | 4 | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 20.47 | .201 | | | 37 | 41 | 49 | 74 | | | | |
| $Fe_2O_3$ | 1.89 | .012 | | | | | | | 12 | | | |
| FeO | 2.19 | .031 | | 4 | | | | | | 12 | 15 | |
| CaO | 2.62 | .046 | 6 | | | | | 18 | | 22 | | |
| MgO | 0.97 | .024 | | | | | | | | 10 | 14 | |
| $Na_2O$ | 11.62 | .187 | | | | 41 | 49 | 74 | 12 | | | 11 |
| $K_2O$ | 3.52 | .037 | | | 37 | | | | | | | |
| $H_2O$ | 5.85 | .325 | | | | | | 55 | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.27 | .002 | 2 | | | | | | | | | |
| $CO_2$ | 1.64 | .037 | | | | | | 37 | | | | |
| | 102.37 | | | | | | | | | | | |

| Formula. | Mol. Wt. | | Norm. | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $K_2O.\ Al_2O_3.\ 6SiO_2$ | $37 \times 556$ | = orthoclase | = 20.57 | F | 42.05 | Sal | 81.75 |
| $Na_2O.\ Al_2O_3.\ 6SiO_2$ | $41 \times 524$ | = albite | = 21.48 | | | | |
| $Na_2O.\ Al_2O_3.\ 2SiO_2$ | $49 \times 284$ | = nepheline | = 13.92 | L | 39.70 | | |
| $4Na_2O.\ 4Al_2O_3.\ CaO.$ $9SiO_2.\ 2CO_2.\ 3H_2O$ | $37 \times 697$ | = cancrinite | = 25.78 | | | | |
| $Na_2O.\ Fe_2O_3.\ 4SiO_2$ | $12 \times 462$ | = acmite | = 5.54 | P | 12.02 | Fem | 15.76 |
| $Na_2O.\ SiO_2$ | $11 \times 122$ | = sodium metasilicate | = 1.34 | | | | |
| $CaO.\ SiO_2$ | $22 \times 116$ | | | | | | |
| $MgO.\ SiO_2$ | $10 \times 100$ | = diopside | = 5.14 | | | | |
| $FeO.\ SiO_2$ | $12 \times 132$ | | | | | | |
| $2MgO.\ SiO_2$ | $14 \times 70$ | = olivine | = 2.51 | O | 2.51 | | |
| $2FeO.\ SiO_2$ | $15 \times 102$ | | | | | | |
| $FeO.\ TiO_2$ | $4 \times 152$ | = ilmenite | = 0.61 | M | 0.61 | | |
| $3CaO.\ P_2O_5$ | $2 \times 310$ | = apatite | = 0.62 | A | 0.62 | | |
| | $270 \times 18$ | = $H_2O$ (rest) | = 4.86 | | | | |
| | | | 102.37 | | | | |

Class II: $\frac{Sal}{Fem} = \frac{81.75}{15.76} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ *Dosalane.*

Order 7: $\frac{F}{L} = \frac{42.05}{39.70} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ *Italare.*

Rang 1: $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{201}{18} > \frac{7}{1}$ *Chibinase.*

Subrang 4: $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{37}{164} < \frac{3}{5} >$ *Chibinose.*

**Table III.**

Nepheline-porphyry from Pyhäkuru, Kuolajärvi.

| | Per cent. | Mol. | Ap. | Il. | NaCl | $Na_2SO_4$ | Cc. | Or. | Ab. | Ne [1] | Ac. | Di. | Wo. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45.48 | .758 | | | | | | 246 | 36 | 274 | 100 | 94 | 7 |
| $TiO_2$ | 1.18 | .015 | | 15 | | | | | | | | | |
| $Al_2O_3$ | 18.75 | .184 | | | | | | 41 | 6 | 137 | | | |
| $Fe_2O_3$ | 3.99 | .025 | | | | | | | | | 25 | | |
| FeO | 1.57 | .022 | | 15 | | | | | | | | 7 | |
| MnO | 0.15 | .002 | | | | | | | | | | 2 | |
| CaO | 7.22 | .129 | 12 | | | | 64 | | | | | 46 | 7 |
| BaO | 0.13 | .001 | | | | | | | | | | 1 | |
| MgO | 1.50 | .038 | | | | | | | | | | 38 | |
| $Na_2O$ | 10.69 | .173 | | | 2 | 3 | | | 6 | 137 | 25 | | |
| $K_2O$ | 3.80 | .041 | | | | | | 41 | | | | | |
| $H_2O$ | 2.10 | — | | | | | | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 0.46 | .004 | 4 | | | | | | | | | | |
| Cl | 0.14 | .004 | | | 4 | | | | | | | | |
| $CO_2$ | 2.77 | .064 | | | | | 64 | | | | | | |
| $SO_3$ | 0.24 | .003 | | | | 3 | | | | | | | |
| | 100.17 | | | | | | | | | | | | |

| Formula. | Mol. Wt. | | Norm. | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $K_2O.\ Al_2O_3.\ 6SiO_2$ | $41 \times 556$ | = orthoclase | = 22.80 | F | 25.94 | Sal | 65.48 |
| $Na_2O.\ Al_2O_3.\ 6SiO_2$ | $6 \times 524$ | = albite | = 3.14 | | | | |
| $Na_2O.\ Al_2O_3.\ 2SiO_2$ | $125 \times 284$ | = nepheline | = 35.50 | | | | |
| $3(Na_2O.\ Al_2O_3.\ 2SiO_2)$ 2(NaCl) | $2 \times 969$ | = sodalite | = 1.94 | L | 39.54 | | |
| $2(Na_2O.\ Al_2O_3.\ 2SiO_2)$ $Na_2.\ SO_4$ | $3 \times 699$ | = noselite | = 2.10 | | | | |
| $Na_2O.\ Fe_2O_3.\ 4SiO_2$ | $25 \times 462$ | = acmite | = 11.55 | | | | |
| $CaO.\ SiO_2$ | $47 \times 116$ | | | | | | |
| $MgO.\ SiO_2$ | $38 \times 100$ | = diopside | = 10.44 | P | 22.80 | Fem | 26.32 |
| $FeO.\ SiO_2$ | $9 \times 132$ | | | | | | |
| $CaO.\ SiO_2$ | $7 \times 116$ | = wollastonite | = 0.81 | | | | |
| $FeO.\ TiO_2$ | $15 \times 152$ | = ilmenite | = 2.28 | M | 2.28 | | |
| $3CaO.\ P_2O_5$ | $4 \times 310$ | = apatite | = 1.24 | A | 1.24 | | |
| $CaO.\ CO_2$ | $64 \times 100$ | = calcite | = 6.40 | | | | |
| | | $H_2O$ | = 2.10 | | | | |
| | | | 100.30 | | | | |

Class II: Order 7: Rang 1: Subrang 4:

$\frac{Sal}{Fem} = \frac{65.48}{26.32} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ $\frac{F}{L} = \frac{25.94}{39.54} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{189}{0} > \frac{7}{1}$ $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{41}{148} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$

*Dosalane.* *Italare.* *Chibinase.* *Chibinose.*

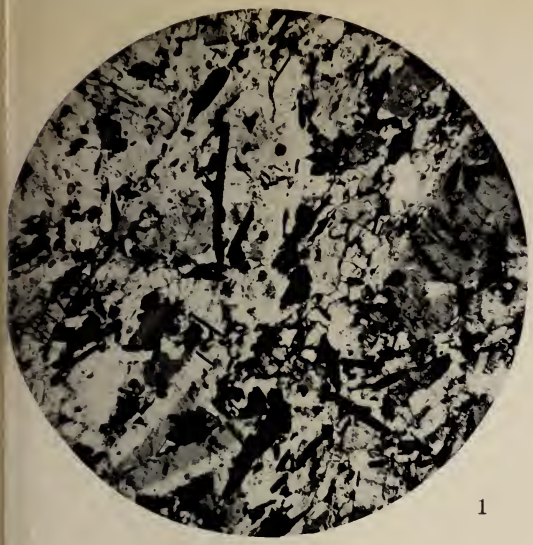
[1]) For nepheline, sodalite, noselite.

## The figures.

Fig. 1 and 2 show the cancrinite-syenite from Pyhäkuru between parallel nicols and between nicols crossed 72 °, and magnified 24 diameters. The flow-structure and semi-porphyritic character of the rock is easily recognized as well as the different mineral constituents of it. The aegyrite appears in the shape of black needles, and tabular crystals of orthoclase, usually Carlsbad twins, are present abundantly. Some large individuals of nepheline are distinguished by their basal cleavage. The cancrinite fills up the space between the other minerals and shows rather white in the second figure.

Fig. 3 and 4 represent a type of the cancrinite-syenite from Särna, which closely resembles the Pyhäkuru rock. The rock is here seen under the same conditions as the former and magnified on the above scale. The porphyritic structure of it shows clearly. A couple of large, lamelled phenocrysts of plagioclase occur; the cancrinite shows in the same way, as in the former rock.

Fig. 5 and 6 show a typical section of the nepheline-porphyry, magnified 24 diameters, between parallel and crossed nicols. The large crystal of nepheline presents no sharp outline and disappears almost completely, when nicols are crossed, mixing up with the groundmass. Numerous crystals of apatite, of various size, are easily seen. A fissure filled with calcite occurs in the upper border of the figures, cutting in from the right and lowering slightly to the left. Between parallel nicols it shows like a white zone, but is dark when nicols are crossed.



1



2



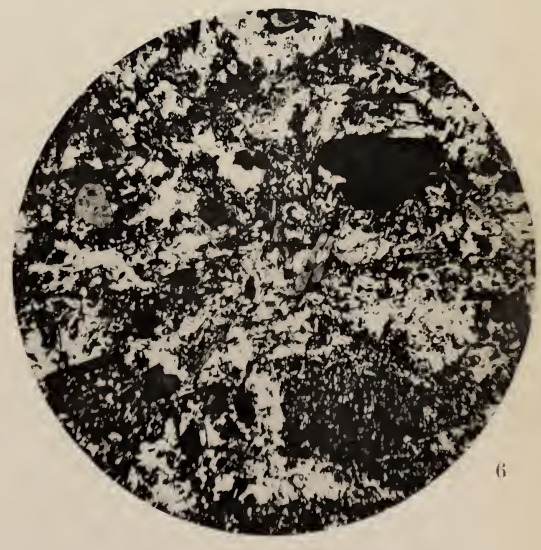
3



4



5



6

Ljustr. G. Arvidsson Helsingfors



LOWER COURSE OF THE IVALOJOKI

seen from Iso Palsitunturi, looking east

Ljustryck G. Arvidsson

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 17

# ON THE OCCURRENCE OF GOLD

IN

# FINNISH LAPLAND

BY

**CURT FIRCKS M. E.**

WITH 15 FIGURES AND FRONTISPIECE

HELSINGFORS
FRENCKELLSKA TRYCKERI-AKTIEBOLAGET
1906

# PREFACE.

The following short description of the Lappish gold veins is made after a sojourn of three months in Lapland. Anyone not personally acquainted with the geology of these parts needs advice and help in many cases. All the members of the Geological Survey of Finland have kindly provided me with ample information, for which I beg to be allowed to express my sincerest thanks.

Most of all am I obliged to Dr. J. J. Sederholm for many valuable hints as to the local geology, and to Mr. V. Tanner, whose knowledge of the country and its inhabitants was a great help to me during the first fortnight of my sojourn in Lapland.

CURT FIRCKS.

Helsingfors, autumn 1906.



Fig. 1. Kultala, station of the finnish Crown at the Ivalojoki, seen from the west.

The first gold in Finland was found in 1836 at the mouth of the Kemi river in the form of two pieces of dolomite containing native gold. During the years of 1837, 1839, 1840, 1844, 1847, 1849, 1850 much prospecting for the motherload was done in the neighbourhood of the rivers of Kemi and Torneo and in the districts of Kuusamo and Hyrynsalmi, but with no success.

After the discovery made by Thellef Dahll of alluvial gold in the river Tana and its tributaries in the Norwegian province of Finmarken, and also on the Finnish side of the frontier, a new Finnish prospecting expedition was sent out to the Utsjoki Lapmark in 1868.

An examination of the alluvions of the Tana river and its tributaries on the Finnish side nearly always showed the presence of gold, but nowhere was it of economical value.

Returning from Utsjoki the expedition passed the village of Törmänen on the Ivalojoki, whence the leader J. C. Lihr made



Fig. 2. Communications in Lapland. Travelling by canoe.

an excursion up the river to the Ritakoski-Falls. A pan washed here gave the best results of the whole summer.

The government did not prepare for any expedition the following summer, but three Finnish sailors, who had won some experience in goldwashing in America and Australia, undertook the task of exploring the new goldland. For a few weeks they



Fig. 3. Communications in Lapland. Passing the watershed.

washed at the shores of the Ivalojoki in the neighbourhood of the present station of Kultala and found about 2,000 grams. Owing to this unexpected wealth the number of visitors to the shores of the Ivalojoki in the summer of 1870 was rather high and reached the number of 500 the following year.

The difficulty of communication and the shortness of the working hours being unfavorable to a quick development and the placers moreover soon turning out to be of a very limited extension, the



Fig. 4. Prospecting trench E. from Laanila.

number of workmen rapidly decreased and only in certain years reached one hundred. Besides the alluvions of the Ivalojoki, those of the Sotajoki, the Palsinoja, the Tolosjoki with their respective tributaries and the Luttojoki were worked.

During a period of 30 years the average production was 14,396.7 grams.

In the course of time numerous expeditions investigated the valleys of the Lappish rivers and very often found them to be auriferous, but scarcely ever of economical value. Recently the company Ivalo made an attempt at goldwashing in the bed of the Ivalo-

joki below the rapids, erecting for this purpose big dams, which stopped up a part of the river at Kultala. The supposition that richer accumulations of gold would be found at such places proved right, though the ultimate result from an financial point of view still seems rather dubious. The principal work below the second, new dam, only completed in the summer of 1905, had to be postponed until the following year.

Goldwashing was also carried on last summer at all the smaller rivers above mentioned, mostly however by a couple of men only.

The prospecting for the motherload of the placers was without any result till 1900, when Henry Kerkelä succeeded in discovering the first gold-vein. Investigations on a larger scale, undertaken in 1902 by the Prospector company, lead to the discovery of a great many veins. Similar veins have been found by several smaller investigators. No doubt these veins are to be regarded as the motherloads of the Lappish placers.

Unfortunately so far no financial success has been obtained. This great enterprise, which was impeded by so many difficulties, has only proved the hopelessness of prospecting for similar veins, which no doubt are of common occurrence in these parts.

---

A description of the Lappish gold alluvions and placers has been given by E. Sarlin in the „Meddelanden från Industristyrelsen i Finland 1902“, but the veins so far have not been described at all. The following sketch of the alluvions is based on the description of E. Sarlin.

---

The adjoining map shows the auriferous territory.

Its boundaries are in the north and west the Ivalojoki, in the east a line running from N. to S. in the upper part of the valley of the Luttojoki, and it comprises in the south the district of the right hand tributaries of the corresponding part of the Ivalojoki.

On the whole this district is rather mountainous, while the rivers are bordered with bogs sometimes of considerable extent.

The moraine, covering the surface nearly everywhere, reaches a thickness of ten metres and more. The underlying rock is often weathered to a considerable depth. The more important streams of the territory such as the Ivalojoki and the Sotajoki and even some of the smaller rivers (for instance the Palsinoja and the Laanilauttanen) have formed a typical kind of valley, shallow and wide in their upper part, where they intersect only the moraine, but cutting deep into the rock in the middle part of the



Fig. 5. Valley of the Ivalojoki below Kultala, seen from the east.

main river and the lower courses of the tributaries, forming a sort of canyon (cf. fig. 1, 5 and 6). The shores of the Ivalojoki sometimes rise to a height of more than one hundred meters, most characteristically showing the type above mentioned.

The Lappish gold digger discerns three different kinds of gold, „terrace gold", „bottom gold" (swedish: bottenguld) and „bank gold" according to its occurrence:

1. in the gravel, which covers the slopes and bottoms of the valleys.

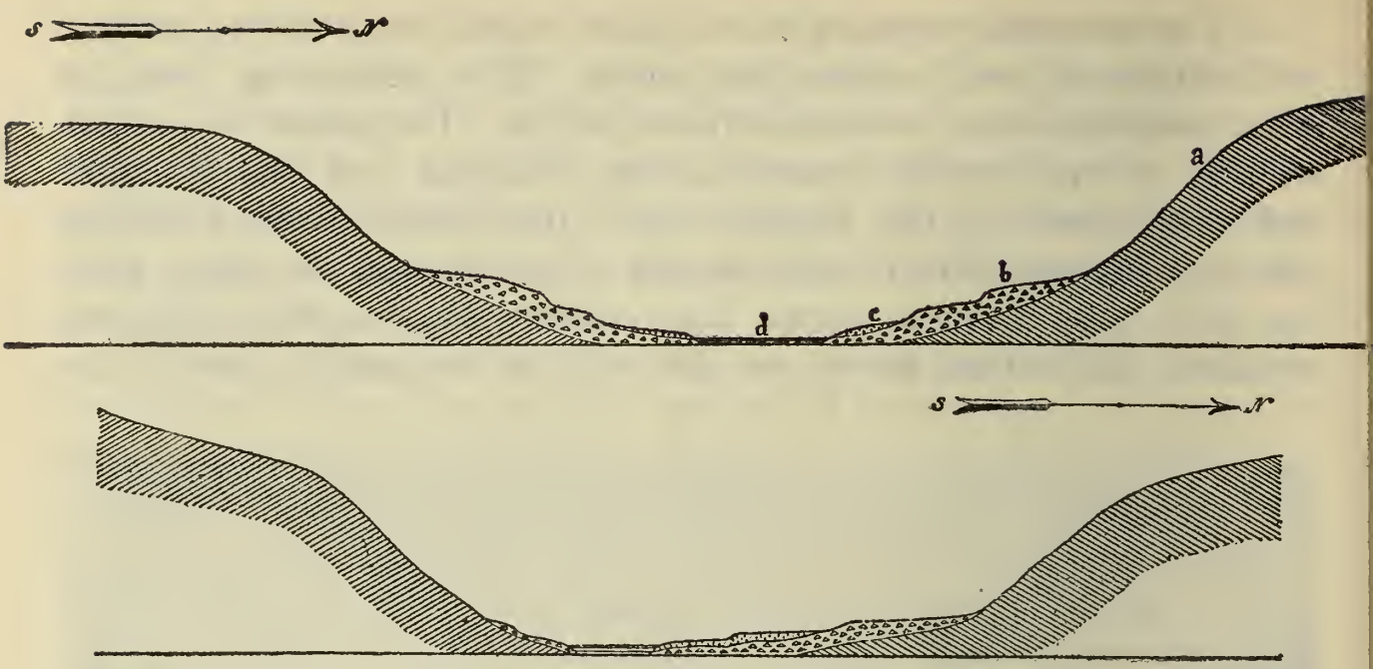



Fig. 6. Diagrams of the valley of the Ivalojoki, the upper 400 m below, the lower 200 m above Kultala.

Scale 1 : 4,000.

d = the river.
c = gravel.
e = moraine.
a = rock.



Fig. 7. Gold diggers at the Sotajoki.



Fig. 8. Placers at the Porttikoski, between Ruikka and Kultala.



Fig. 9. Placer at the Moberginoja, near to its source.

2. on the fissured and irregular surface of the bed rock underlying the gravels.

3. in the „banks“ deposited by the rivers at their mouths (Sotajoki) or at windings (Ivalojoki, cf. frontispiece).

Sometimes the rivers have cut a new bed through these banks, as has for instance the Sotajoki, and repeated once more the „ore-dressing“ process. But the auriferous material of morainic origin of the terraces has been „dressed“ and redeposited by



Fig. 10. Old placers at the Palsinoja.

the rivers, and lies either on the bedrock or on a typical undisturbed moraine. The auriferous beds are often distinguished from their substratum by a „rusty“ color, caused by a varying quantity of ironhydroxyde.

Both the „terrace gold“ and the „bottom gold“ are more coarse-grained and less water-worn than the so called „bank gold“.

The largest quantity of all washed gold belongs to the first class — the „terrace gold“ —; „bottom gold“ is of course best found in such places where the erosion has been the most effec-

tive, at the Ivalojoki, the Sotajoki, the Palsinoja and the Laanilauttanen.

The deposits are generally of a very little thickness, about 50 cm, but may reach 2 metres and more. At the Ivalojoki the overlying dead strata were on an average 1 metre, varying from 0 to 3 metres. The average thickness of the other auriferous alluvions is considerably smaller. The width of the placers is generally only a couple of metres, but can sometimes go up to 10—15 metres.

According to G. Svedelius, to whom we owe the minutest and most authentic statements from the time when the production of the Lappish gold was at its height, the highest point of the placers above the level of the river was 19.6 metres. He estimates the average amount of gold of all the washed sand of the placers at the Ivalojoki during the years 1870—1875 at 7.56 grams per ton, the yield of the gold-deposits themselves at 13 grams per ton, or at 0.00065 %, resp. 0.000378 % for all the washed sand at the river above mentioned.

According to the official statistics for the period of 1870—1899 the yield of all the worked sand amounted to 1.93 grams per $m^3$, or 0.000093 %. Critical reference to these figures will be made later on.

The tailings consist chiefly of magnetic or unmagnetic iron ore and garnet, at some places also partly of monazite and a little zircon. The biggest nugget of gold (not pure) weighed 89 grams. The remarkable fact, that in several of the placers (during the summer of 1905, for instance at Hangasoja and Luttojoki) traces of platinum were found, will be referred to in the description of the veins. In one case some small pieces of bismuthum were found at the Ivalojoki.

As to the exterior form of the gold this varies of course according to the longer or shorter transport it has undergone.

The ingenious investigations G. Svedelius carried out at the Ivalojoki, in order to obtain a clue to the enigmatical origin of the alluvial gold, are reproduced in the following sketch by E. Sarlin. The supposition of Svedelius, that the motherloads would be found above such places, where the gold occurs most abundantly and is most coarsegrained and on the highest point over the level of the river, afterwards proved perfectly right. Moreover, he observed that traces of platinum were found only on the places above mentioned, lying next to the supposed situation of the vein.

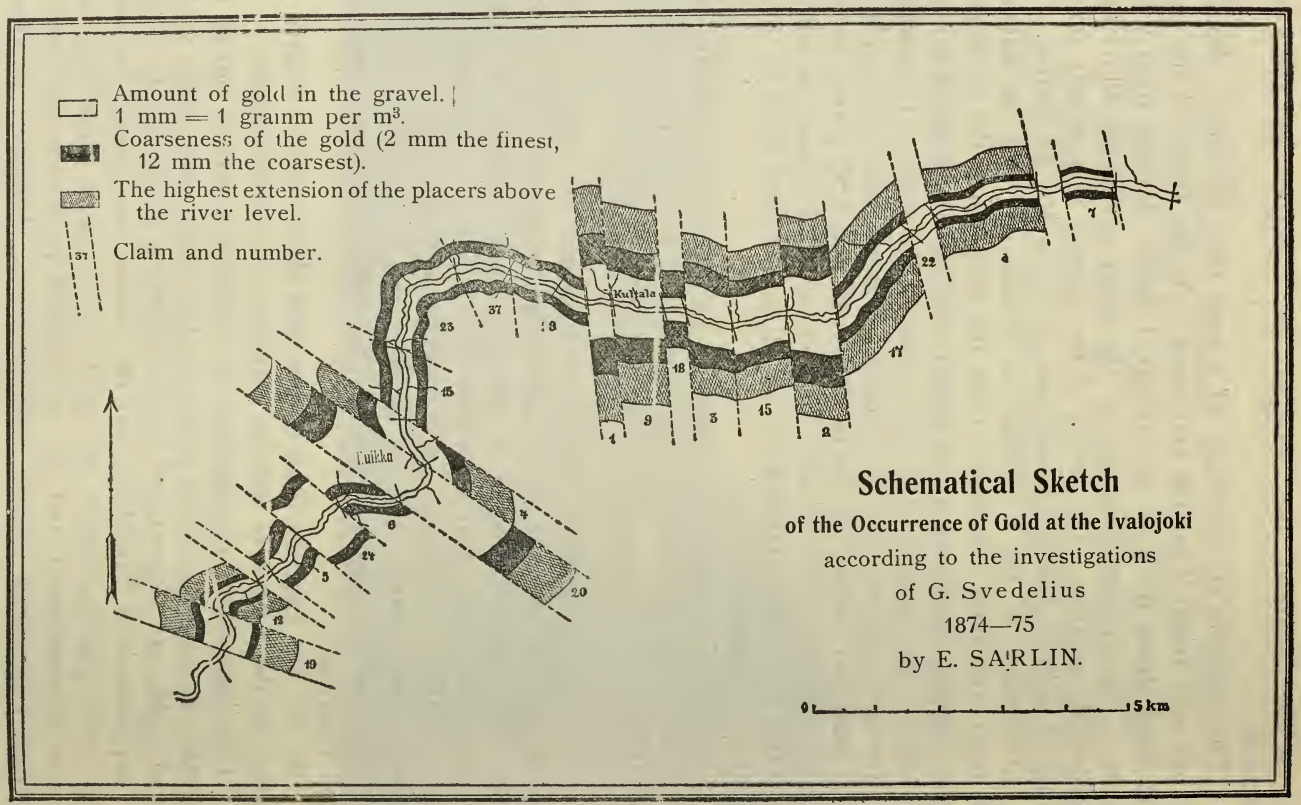
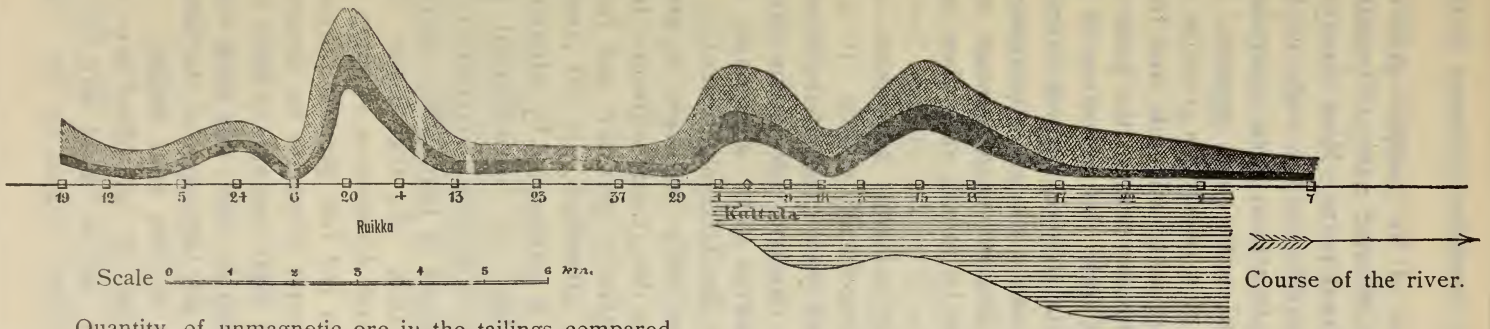

Amount of gold in the gravel.
1 mm = 1 grainm per m³.
Coarseness of the gold (2 mm the finest, 12 mm the coarsest).
The highest extension of the placers above the river level.
37
Claim and number.
Kuttala
Tuikka
Schematical Sketch
of the Occurrence of Gold at the Ivalojoki
according to the investigations
of G. Svedelius
1874—75
by E. SAIRLIN.
0
5 km

Fig. 11.

## A Schematical Explanation of the Occurence of Gold at the Ivalojoki

according to the investigations of G. Svedelius 1874—75




Quantity of unmagnetic ore in the tailings compared with the quantity of magnetic ore (1 mm = 1 part unmagnetic ore in 100 parts magnetic ore).

24 Claim with number.

Amount of gold in the gravel (1 mm = 1 gram per 1 m³).

Coarseness of the gold (2 mm = the finest 12 mm = the coarsest).

The highest extension of the placers above the river-level.

Fig. 12.

The countryrock of the Lappish goldveins can provisionally be designated by the common name of granulite, though it shows a different type in different parts. Most closely related to the Saxon prototype of the granulite is the rock of Vahtamaapää: a scaly shistose, white rock, free from mica, composed of quartz and feldspar, and interspersed with small garnets. Frequently the rock takes after the type of a micaceous granulite or a gneissic granulite. The size of the composing minerals and their reciprocal relation vary considerably. The diameter of the garnets reaches an inch and more, showing abundantly the enclosures of feldspar characteristic of the granulite. Mica (biotite), which at certain places occurs in abundance, gives to the rock an appearance of granitic gneiss, while the garnets become more minute or disappear entirely. The feldspar seems to be mostly orthoclase and plagioclase, sometimes microcline.

Of the accessory minerals sillimannite is the most important and often even microscopically visible. It is, like the rutile, commonly idiomorphic and shows the characteristic prismatic form. Of rarer occurrence are monazite and zircon. Finally, the sporadically occuring graphite deserves to be mentioned. It is observed for instance in the rock of the Tolosjoki district.

Altogether it can only be stated at present that the rock is very closely related to the granulite-group. It shows generally very distinct signs of orogenetic pressure and has also been subjected to other metamorphic alterations, not yet investigated in detail.

This „granulite" is intersected by different dikes. Among these frequently occurs a kind of coarsegrained pegmatite which has still taken part in the orogenetic movement of the region and passes by gradations into masses of pure white quartz, and a fine grained diabasic or basaltic rock. As true fissure dikes, which can often be followed for several kilometres running straight through the country rock, occurs a red fine grained porphyry which should, according to its macroscopic character be designated as an orthoclase-porphyry, but whose high amount of silica (70.39 % $Si\,0_2$) refers it to the quartzporphyries, and this rock seems to stand in a genetic connection with the formation of the fissures and veins of the district, with which it has the same strike.

The rare openings do not allow any conclusions concerning the question whether, and in what way, the mineralisation of the ore veins has been directly caused by the „trap".

At some places, as for instance at the confluence of the little river Koijarinjoki and the Ivalojoki, above Ruikka, and especially at Härkäselkä, where it occurs in great masses, the pegmatite-quartz contains pyrite and has therefore attracted prospecting enterprises. However, it is certainly of different origin from the ore-veins here described and cannot be regarded as the motherload of the Lappish alluvial gold.

Preliminary to a description of the auriferous veins of Finnish Lapland there must needs be stated what difficulties investigators in this country have to battle with. The traveller has to struggle with many hardships involved in the local circumstances of this more or less deserted northern wilderness. On account of the frequent rains in summer and snowfalls in winter, as well as the melting of the snow in spring, the openings are quickly filled up by gravel and sand and the shafts often drowned. The first hinders and lengthens the work, the second limits it and often makes it impossible.

This was also the case during the summer of 1905, and therefore the following statements concerning the ores of the lowest levels of several shafts are founded only on the examination of specimens belonging to the collections of the Prospector company in Laanila, of the Geological Survey in Helsingfors and of the miners, who worked the last shifts.

---

In order to make the map as clear as possible the veins have been marked only by numbers. Names which have been used for some of them are written in parenthesis in the text. All the veins shown on the map have been visited, and investigated as far as possible, by the author.

---

Before giving a general survey of the Lappish gold-veins a short description of the principal loads will be necessary.

N:o 1. (Hartikainens v.) is a vein which traverses the valley of the Laanilauttanen and has only been investigated by trenches, chiefly in the form of a long opening running along the vein itself, up the rather precipitous wall of the valley.

Strike: N.—S.

Dip: 85° E.

Thickness: 5—30 cm (average: 25 cm).

Character: The gangue is white quartz, irregularly mixed with limonite, which often shows distinctly the cleavage of siderite. Stalactitic limonite occurs in cavities.

N:o 2. (Laanila v.) is in the neighbourhood of N:o 1, W., and is investigated to a distance of about 1 kilometre, by 50 trenches and two shafts 24 and 26 metres deep.

Strike: N.—S.

Dip: 85° E.

Thickness: 20—75 cm (average: 40).

Character: The load consisting in its southern part of one vein only, is divided in its northern part into a great quantity of smaller branches. Quartz and ironhydroxyde, the latter mostly in the form of siderite showing its distinct cleavage, or as a typical „glasskopf" in druses, sometimes forming stalactites, or pseudomorphoses covering crystals of quartz more rarely in the form of weathered crystals of pyrite (in one such case the form $\frac{3\ O\frac{2}{3}}{2}$ being observed) make up the monotonous picture of the vein according to the trenches. The prevalence of one or the other mineral varies, and so does also the character of the quartz, which occurs sometimes in quite well developed crystals, sometimes massive with a glassy lustre, sometimes more like quarzite. The colour is mostly white, seldom gray. The structure of the vein is generally banded, the quartz occupying the walls, while the decomposed carbonates fill the centre. In such cases the granulite often shows a more coarsegrained development with bigger pieces of quartz, the other composing minerals being weathered (cf. „the influence of the veins on the country rock and vice versa"). The banded structure however is neither regular nor constant, the quartz occurring also in the middle of the vein and then often being compact. A breccia in which the fragments of the country rock are imbedded in the veinfilling is of rarer occurrency.

In the „upper" shaft the vein showed nothing out of the common, in the „lower" it offered more diversity *).

---

*) Here as later on the statements about inaccessible shafts are founded on the notes of Mr. J. H. Saarinen, on personal information, and on the collections above mentioned.

On the 12-metre level the quartz increased and unweathered pyrite appeared. At sixteen metres the quantity of limonite decreased and the vein assumed more the character of a breccia, interspersed with fragments of the country rock. At 17 metres, at the head of a gallery 12 metres long, the ore showed itself comparatively rich in pyrite and quartz.



Fig. 13. Limonite and quartz, incrustating the vein wall. Laanila vein.

Concerning the amount of gold of this vein, the analyses of the Prospector company give the following results. The first column shows the depth in metres, the second the result of the analyses executed at the place itself, the third the corresponding assay in London in grams per ton.

| | |
|---|---|
| Outcrop . . . . . | 0.0 |
| 6 analyses of the outcrop . . . . . | trace |

| | | | |
|---|---|---|---|
| 10 | trace | | 0.38 |
| 14 | „ | | |
| 15 | „ | | |
| 17 | 1.66 | | |
| 17 gallery | 0.83 | | |
| 17 gallery | 0.83 | | |
| 17 gallery (12 metres from the shaft) | 1.0 | | |
| 17.6 | 1.66 | | |
| 18 | 1.66 | | |
| 19 (bottom of the shaft) | 1.66 | | |
| 19 (W.-wall „ „ „ ) | 3.33 | | 0.78 |
| 19 (E.-wall „ „ „ ) | 0.83 | | |
| 19 (S.W.-angle of the shaft) | 0.83 | | |
| 19 (1 piece containing pyrite) | 3.33 | | |
| 19 (N.-angle of the shaft) | 0.83 | | |
| 19 (S.-wall „ „ „ ) | 1.0 | | 1.03 |
| 19.5 | 2.0 | | |
| 19—20 | 0.5 | | |
| 20 (N.W.-angel of the shaft) | 0.83 | | |
| 20 (S.-wall „ „ „ ) | 1.0 | | |
| 10 | 2.0 | | |
| 20.5 (W.-branch) | 0.5 | | |
| 20.5 (E. „ ) | 3.0 | | |
| 20.5 ( „ „ ) | 1.0 | | |
| 21 | 1.0 | | |
| 21 | 1.0 | | |
| 21 | 1.5 | | |
| 21.5 | 1.0 | | |
| 22.5 | 1.0 | | |
| 23 | 0.5 | | |
| 23 | 1.5 | | |
| 23.25 | 1.0 | | |
| 24 | 2.5 | | |
| 24.5 | 1.0 | | |
| 24.5 | 1.0 | | |
| 24.5 | 1.0 | | |
| 24.5 | 1.0 | | |
| 25.3 | 1.5 | | |

Of the figures from 17 and upwards one — 3.33 — is of no use for determining the general yield of the vein, being an analysis of only one piece containing pyrite; the other of the same amount seems at least to be very dubious on account of the great difference between the local assays and those made in London.

Up to 17 metres the vein showed only traces of gold and from 17 to 26 metres an amount of 0.5 to 3.0 grams per ton. On the supposition that all these assays are average assays, the average amount would be 1.16. A general assay of each hauled ton was not made. The great difference between the two analyses of the same sample — which repeatedly took place — may be explained by the occurrence of small pieces of native gold which cannot be crushed and are irregularly distributed in the sample, a fact which in consideration of the small samples taken by the Prospector company (30 grams and 50 grams) is of no small importance.

N:o 3 (Kerkelä's v.) was not only the first discovered vein, but also that which produced most.

In the granulite, of a rather gneissoide type, a very coarse-grained pegmatite quartz occurs on the northern side of the river Hangasoja, as well as a vein of the light red porphyry above mentioned. This latter traverses the pegmatite. The thickness of the porphyry varies from 7 to 10 metres; in the south of the river it strikes N.—S., in the north about 20° W. There occurs also in two trenches a vein of fine grained diabase or basalt whose black and compact masses are weathered into parallelepipedic pieces. It strikes N. 15° E. The dip is 64° to E.

For want of sufficient openings unfortunately nothing can be said about its relation to the ore veins or to the porphyry. The following description of the ore veins is based on observations made in several trenches and the mine of Kerkelä.

In the mine itself two chief branches can be clearly distinguished. The chief vein strikes about N. 20° W. having a dip of 70° E. The filling of the vein consists of limonite with scarcely any quartz. Its thickness varies from 25 to 100 centimeters, increasing southwards and decreasing northwards. The other branch strikes about N. 15—20° W., having a dip of 70° to W. The conditions in the mine (a strongly weathered and ferruginous country rock, covered with clay and ice) made the determinations difficult and allowed but an approximate statement. The last mentioned branch consists of a complex of numerous small fissures forming a kind of

network in the crumbling rock, giving to the whole the appearance of a pseudo-breccia. The filling of these fissures — there is a larger vein of a thickness of 4—5 centimetres among them — mostly consists of crystallised quartz and limonite, the former prevailing. The fragments of gneissic granulite between the separate branches are extremely weathered and brittle. Weathering has taken place to a still greater extent in the pegmatite which partly forms the country rock of the chief branch first mentioned. Here the feldspars and partly also the mica are changed to crumbling kaolin and sericite; less frequently an epidotic product of the alteration can be observed.

In this chief branch — 4 metres from the shaft — Kerkelä found the first gold. This occurrence and likewise another one found later in the second branch (consisting of a complex of fissures) he believed to be a so-called „pocket".

In the author's opinion there is no pocket in either case, but we have to do with the very common fact of improvement at the junction of two branches or at a cross-course rather than a junction, though it was impossible to state with accuracy in the mine the faulting of one of the veins.

According to English assays the amount of gold in these improved points varied from 67.75 grams to 289.6 grams per ton, on an average 164 grams. Mr. H. Kerkelä declared that the samples did not consist of „selected" pieces but they were nevertheless taken exclusively from the „pocket". The author was told by miners, who had worked for a considerable time at Kerkelä's, that the richest goldbearing parts occured b e t w e e n the quartz and limonite, though both of them were yielding. Moreover, wiresilver is said to have been found at a depth of 13 metres. These statements are not confirmed. The same miners assured the author that the second „pocket" was at a point where a smaller fissure branched off from the chief vein.

The average yield of Kerkelä's vein besides these „pockets" has not been determined by regular sampling. Samples taken at several places proved the first vein to be very poor, the second a trifle better, but still not workable except at the improved points.

The question whether these two improved points were „pockets" or cross-courses is of no small importance, since the fact that they were pockets would confirm a theory to which we will refer

later on. For a certain time the Lappish veins were supposed to possess this peculiarity, which would have been of a far-reaching influence for the prospecting. If however we have to do with cross-courses here, which is the author's opinion, the Kerkelä mine does not support this theory. But a further extension of the crosscourse may be assumed. It is worth mentioning that a rumour is current among the Finnish colonists in these parts, which would place this extension beyond the regon of doubt; but the workmen are said to have covered the point in question by timbering the shaft, out of enmity to the owner.

In all the trenches so far as they were accessible the Kerkelä vein does not differ from the common type.

N:o 4 (Öfverstens v.). Following the course of the Hangasoja downwards from the Kerkelä mine, we come to the chief placers of the river – which have furnished satisfactory profits up to the present time — and to the trenches of vein N:o 4 not far from the confluence of the rivers Hangasoja and Tolosjoki.

Strike: N.—S.

Dip: 80°—85° E.

Thickness: 20—150 centimetres (on an average: 50 cm).

Character: The vein has been investigated by several trenches and a prospecting shaft 15 metres deep with short galleries, now only partly accessible.

The filling of the vein chiefly consists of limonite. The form of „glasskopf" predominates, the variety showing the cleavage of siderite being rarer. In large druses the „glasskopf" occurs either in concentric laminated nodules or in close-standing thin stalactites, sometimes associated with goethite. Crystallised quartz occurs but rarely. The fact that the secondary products of weathering here occur on a larger scale than in most of the other veins may be, at least partly, explained by the circumstance that the quartz, which is less easily penetrated by water, is scanty or wanting. In most of the other veins, where the mineral is found more abundantly, its presence, especially at the walls, created conditions less favorable for the circulation of water than on the vein N:o 4. The assays of this vein gave as the highest yield at the 12 metre level 5.5 grams per ton, the sample however not having been taken over the width of the whole vein. An assay of the same sample in London gave only 0.78 grams.

Taking the inexactitude of several such assays into consideration, the average yield of the vein at a depth of 12—14.5 metres, its best part, is to be rated at less than three grams per ton.

N:o 5 (Harald v.) is situated in the north of the vein last described on the high wall of the valley of the Tolosjoki. It has been investigated for a distance of some hundred meters by trenches and by a prospecting shaft 7 metres deep.

Strike: N. 10°—12° E.

Dip: 75°—80° to E.

Thickness: 20—400 centimetres (on an average 40 cm).

Character: The very much weathered country rock is here threaded by numerous small fissures often only a few millimetres in thickness. One of these veins reaches in the shaft a thickness of over a metre, and the whole system of these threads occasionally attains a thickness of four metres and more. Weathered siderite of a blackish brown or reddish colour is the strongly prevailing veinfilling, besides compact limonite. Crystalline quartz is found only in a subordinate quantity. Traces only of gold have been found.

N:o 6 (Movitz v.). Farther northwards on the northern shore of the Laanilauttanen, near its confluence with the Tolosjoki, is situated the Movitz vein, which has only been investigated by trenches.

Srike: N. 5° E. (in the southern part of the vein).
N. 5° W. („ „ northern „ „ „ „ ).

Dip: 70° E.

Thickness: 10—100 centimetres (on an average: 30 cm).

Character: The content of this vein which is also considerably branched consists mostly of weathered siderite and limonite, while the quartz comes only third. The crystals of quartz are often pseudomorphic incrustated by limonite. Sometimes small stringers of iron hydroxyde cross the range of scrins. At several points the weathered country rock was strongly impregnated by (secondary) pyrite, which has only been altered to limonite, when it was accumulated in small scrins. The same ferruginous rock was also irregularly interspersed with graphite in small laminae.

N:o 7 (Carl-Gustaf v.). This vein, the most southern of the district — if we omit some quite unimportant ones (claim of Suopankis) — was investigated by several trenches and a prospecting

shaft 50 metres deep. Its exploration has furnished us with the best information we possess of the Lappish veins.

In the trenches, and to a depth of 20 metres in the shaft, the contents of the vein differed from those of the other veins only so far as the quartz occurred more abundantly, and was often of a peculiar blue or greyish blue colour. Apart from this the veinfilling resembled the other veins.

The weathering of the vein and the country rock, which, according to engineer Saarinen, was very remarkable down to a depth of 28 metres, gradually grew less conspicuous till it reached 40 meters, where more solid country rock appeared. According to its composition the latter comes next to the type of a garnetiferous gneiss. The mica (mostly biotite — rarer muscovite) occurs frequently in bands. The garnets not rarely form „eyes" giving to the rock the appearence of an „Augengneiss". Accessory minerals are sillimanite (rather common) and sometimes magnetite.

„At 43 metres the first unweathered ore was visible and at 50 metres it was almost entirely unweathered".

This unweathered ore of the Carl-Gustaf vein is to be considered as typical of the Lappish gold veins, except for the peculiar color of the quartz.

It consisted chiefly of siderite, calcite and quartz — specularite, magnetite, magnesite, pyrite and a little chalcopyrite occurring less often.

In the fresh ore of this vein the siderite and quartz were equally mixed, and sometimes all the ingredients were rather fine grained. The pyrite occurs partly as an impregnation interspersed between the other components, partly on the fine fissures in the siderite, partly in the country rock itself and then sometimes abundantly. In the last mentioned case it was considerably finer grained than in the vein.

The laminae of specularite are scattered among the siderite. This mineral is partly transformed into magnetite, a peculiar fact which however after a careful investigation cannot be denied. In the middle and fine grained mixture of siderite and quartz crystallised calcite occurs in small druses.

A transition of the calcite into siderite can often be distinctly observed.

The peculiar blue and greyish blue colour of the quartz seems to have been caused only by an extraordinary number of minute

cavities filled with air or any other gas which even when strongly magnified are still very small. There are other inclosures, which are also very small, sometimes indistinguishable, but they occur in such a minority that they cannot be of any influence.

The same structure of a breccia, found in other veins of the district, occurs here too.

The yield in the higher levels to a depth of seven meters varies from 0.5 to 2.0 grams gold per ton. In the lower levels most of the assays only gave traces of gold. Some however gave as much as 4 grams.

According to the assays of the engineers of the Prospector company the unweathered ore yielded 0 to 4 grams silver per ton.

As an interesting and remarkable observation must be mentioned the fact that the gold grains of the assays contained platinum, in some cases even in greater quantity than gold. This fact seems to prove that the grains of platinum found in the placers have the same origin as the gold.

As far as the author knows no similar occurrence of platinum has been observed until now.

N:o 8 (Lutto v.) is investigated by a couple of trenches and by a shaft about 51 metres deep. The vein-filling does not differ from the common type — weathered siderite, quartz, limonite. Also in structure (partly brecciated and often branched) the vein conforms with many others of the district. The dip is not quite so steep as in most of the other veins — 65° E. The thickness reaches 150 cm and is on an average 40 cm. The country rock and its fragments in the vein show a peculiar kind of weathering. The granulite is altered to a greyish green substance consisting chiefly of chlorite and sericite and being sometimes so crumbling, that it can be crushed with the hand, and sometimes quite solid, but of the same color. In this rock the garnets, which reach the size of a pea, are comparatively fresh and of a light red colour. In addition an impregnation of pyrite can often be observed (occasionelly of graphite).

The amount of gold of the ore in the outcrop, and to a depth af 10 metres was infinitesimal. From 10—24 metres the yield was 0.83—4.98 grams pèr ton, on an average 2—3 grams, in the deeper levels still lower, mostly less than 1 gram per ton.

N:o 9 (Anna v.) has the same structure and contains the same minerals as the other veins. The only remarkable peculiarity is the occurrence of malachite on and in the limonite. The chalco-

pyrite here and there occurring in the veins (in the Carl-Gustaf vein) has been the primary mineral for the carbonate. The strongly weathered country rock is ferruginous and sometimes impregnated by pyrite. The vein is investigated only by trenches and the analyses showed only traces of gold. We omit some more unimportant veins situated in the north and northwest of the vein last mentioned, which do not differ from the general type.

N:o 10 (Cygnæus v.). The chief vein of a thickness of 120 centimetres is accompanied by numerous small scrins and contains much quartz and a weathered crumbling siderite of a red colour. Even here the country rock is abundantly impregnated by pyrite. Yield: only traces of gold.

N:o 11 (Wille v.). In the south-west of the confluence of the Hangasoja and the Tolosjoki, on the western side of the latter, is situated the Wille vein, which differs a little from the the common type.

Strike: (N.-branch) N.—S.
(S.-branch) N. 30° W.

Dip: (N.-branch) 60° to E.
(S.-branch) 90°.

Thickness: (chief-load) 20—40 centimetres).

Character: In the prospecting shaft — a couple of meters deep — the chief load is accompanied by a swarm of small scrins crossing each other in all directions. Besides much limonite and a little quartz it contains even specularite. The whole range of scrins belonging to the load is about 2—3 metres thick. Within this zone the veinfilling is of a brecciated structure. The weathering of the fragments of the country rock is of a character, resembling the country rock of the Carl-Gustav vein, consisting principally of chlorite and quartz, occasionally impregnated by pyrite. The vein is less branched in its southern part. Gold is only found in traces.

N:o 12 (Ramsay v.). Some hundred metres to the west of the vein last mentioned we come to the Ramsay vein which is investigated by numerous trenches and a shaft 16 metres deep with some galleries. Chief load:

Strike: N. 20° W.

Dip: 75° to W. and SW.

Thickness: 10—100 centimetres (on an average: 50 cm).

Character: It is rather difficult in this case to state with the help of the existing trenches which of the numerous scrins and bran-

ches crossing the rock belong to the Ramsay vein and which do not. For an extent of 120 metres many veins occur in which either quartz or limonite prevails. Their thickness varies from one millimetre to 10 centimetres (except the chief load) but is mostly 3—5 centimetres. Most likely we have here to do with a big range of veins, which, probably connected, have to be considered as one load.

The chief vein is distinguished from the other Lappish veins by its abundance of quartz, of which one branch almost entirely consists. In the shaft the more or less weathered siderite with

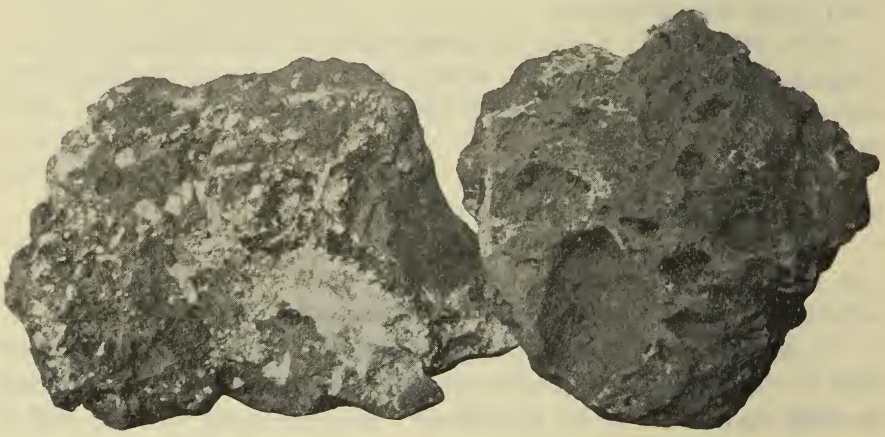


Fig. 14. Gangue from the Ramsay vein (to the left) and from the Palsi vein (to the right), the latter containing cavities left by the weathering of crystals of siderite.

which we are acquainted in the other veins, was found, forming a breccia with quartz and those dark greyish-green fragments of weathered country rock, described in the vein last mentioned. An impregnation of pyrite sometimes penetrates both the siderite and the fragments.

The yield in the trenches was hardly worth mentioning, nor did it to a depth of 12 metres increase much in the shaft. However from 12 to 15 metres deep only two assays gave less than 2 grams, while the best result was 5.82 grams per ton; the average yield being 3.25 grams per ton.

Several other veins in the district (to N.) are unimportant and do not differ from the general type.

N:o 13 (Moberg v.). In the north of the river Moberginoja we come to a vein which is investigated by some trenches and a little shaft. This less important vein is composed of numerous and mostly thin branches, containing, besides the minerals already often mentioned iron hydroxyde even in the form of stilpnosiderite (eisenpecherz), and as a mineral of recent genesis cacoxen. The very drusy and cavernuous quartz often occurs here quite irregularly, mixed with the other ingredients of the veinfilling, and is ferruginous especially between the scrins.

The yield was rather low — less than 1 gram per ton — all over the vein.

N:o 14 (Palsi vein). On the southern riverside of the Ivalojoki, where the mountain of Iso Palsitunturi rises steeply, is a vein investigated by trenches and a prospecting gallery 12 metres long.

Strike: N. 20° W.

Dip: 85° to W.S.W.

Thickness: 40—60 centimetres.

Character: In most of the trenches the vein shows the usual type, brecciated structure etc. Two kinds of quartz of different ages can sometimes be clearly distinguished, one of which is younger, the other older than the siderite. The latter contains negative pseudomorphoses of siderite (cf. fig. 14).

In the gallery the load is accompanied by a dike of compact greenish black trap, which seems to be older than the ore vein. However this cannot be stated with certainty, the greater part of the gallery having collapsed.

The yield in the gallery was 4.16—4.99 grams per ton. The fact deserves mentioning that the country rock here contained 1.66—3.00 grams per ton, and the trap 1.66 grams.

Other veins occurring in the south of this load are rather similar to N:o 14. The gangue is the same, the structure partly brecciated, partly very branched, so that the thickness of the whole zone belonging to the vein reaches 5 and 6 metres.

All of them contained merely traces of gold.

N:o 15 (Kultala v.). Following the course of the Ivalojoki upwards from Palsi we come to the government station of Kultala — marked on the map by a square round the name of Kultala — where the dams mentioned above have been recently erected. Just above the station a vein crosses the river striking N.—S. The investigation (by trenches only) proved the vein to contain a little

more quartz than the other veins do on an average, but in other respects not differing from them. It must be considered as one of the mother loads for the placers at Kultala. The very slightly weathered country rock here must be described as a granitic gneiss.

According to the claimholder an „average sample" of one trench, assayed in London, gave 15 dwt gold. The existence of

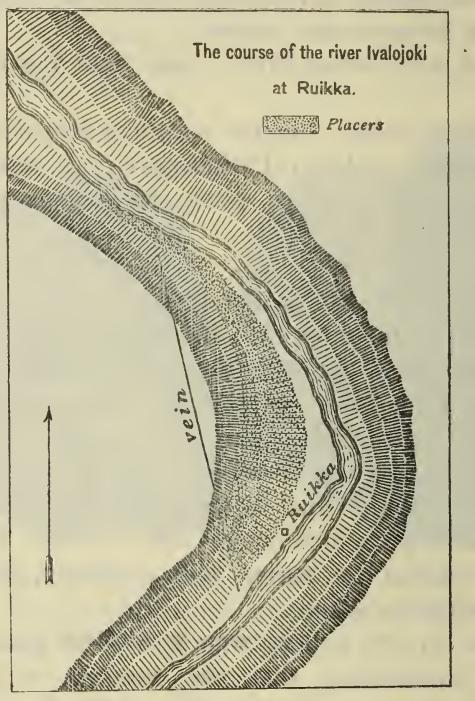



Fig. 15. Relation of placers and vein at Ruikka. Middle course of the Ivalojoki, seen from Iso Palsitunturi, looking west.

tellurides of gold was said to to have been ascertained at the same laboratory.

But according to the engineers of the Prospector company the vein „is as poor as the others". This is no doubt true. A sample from the same wall of the trench, taken and assayed by the author gave only imponderable traces of gold and no tellurides.

N:o 16 (Ruikka v.). On the left riverside of the Ivalojoki about 5 kilometres above Kultala, near the rich placers of Ruikka, the

vein N:o 16 has been investigated by trenches and a shaft 14 metres deep. The rather unimportant vein offers nothing new and its yield — 0.5—4.16 grams — was on the same low level with the others. The place is only interesting on account of the rich occurrence of gold in the placers very high (18—19 metres) above the level of the Ivalojoki. It has occasioned many conjectures as to the origin of such rich placers from so poor a vein, as the motherload at Ruikka evidently is.

The following sketch gives a general view of the situation at Ruikka. With regard to it, one may mention that the upper limit of the placers often almost coincides with the highest point of the slope. The southern outcrop of the vein lies half way up the hill. The riverside opposite to the winding is very precipitous, sometimes rising almost perpendicularly. Several circumstances, favorable to the formation of an exceptionally rich placer have met together here. First the situation of the vein itself rendered a preglacial „oredressing" and concentration in the valley of the Ivalojoki possible, secondly the winding of the river at this place created favourable conditions. Thirdly the inland ice has moved in these parts to N.E. and therefore was able to transport the products of a preglacial gossan to a place most favourable for a postglacial „ore-dressing".

The influence of the veins on the country rock in the upper levels has been a very important one. The rock in the neighbourhood of the veins is nearly always extremely weathered, the feldspar and mica is decomposed into kaoline and sericite, and somemes epidotisation has taken place. The rock is always very ferruginous and a secondary impregnation by pyrite is seen near the vein. However these transformations are more or less confined to the weathered part of the vein, and in deeper levels the country rock seems not to differ from the usual Lappish granulite with the exception of an impregnation (of pyrite) occurring occasionally. So, as far as we have been able to make our respective observations, the veins in their primary condition seem to have had a very little influence on the surrounding country rock.

As to the influence of the latter on the veins, no transmigration of these from the granulite into an other rock having been observed, nothing certain can be said concerning this matter, except that the origin of the secondary quartz by lateral secretion is very probable.

Summing up the foregoing observations, we get the following picture of the Lappish gold veins:

The following are to be considered as primary minerals:

quartz,
siderite,
calcite,
(magnesite),
specularite — a part of it, which should be regarded as a product of a higher oxydation of the siderite. A still higher oxydation has created the
magnetite,
pyrite,
(chalcopyrite).

The minerals in brackets are of rarer occurrence. The pyrites are the youngest minerals of the veins. The gold should be considered as connected with the pyrite. In what form the platinum occurs is not clear. The native bismuth has only been observed in the placers.

The following must be regarded as minerals of the gossan:

limonite (in form of weathered siderite or kidney ore),
siderite (a part of it, which can be considered as a metamorphosis of the calcite by ferruginous solutions — ferruginous partly by the weathering of the pyrite — filtering through the higher levels, a fact known from other mining districts),
malachite (a rare occurrence in the Anna vein)

and rarer minerals as cacoxene. Even the native gold, which has been sometimes found in the veins must be named in connection with this group.

The veins are mostly branched.

The structure is often brecciated, less often banded, showing in order the different age of the minerals.

The thickness is on an average (the chief loads only being taken in consideration) 40—50 centimetres,

the strike is uniformly N.—S. with very small deviations to W. and E.,

the dip is always very steep (the flattest 65°) mostly 75°—85° to E. or W.

The yield is very low, and will be on an average less than 2 grams per ton.

---

The Lappish veins are, as we have seen, a new type of gold veins, not yet observed in other parts of the world, and this fact explains, may be, the difference in the opinions of eminent geologists concerning the probable motherload of the alluvial gold, before the investigations of the last few years rendered the work easy.

The question how such poor veins could be the motherloads of such comparatively „rich" placers, has been a rather difficult one, and the different opinions concerning this problem will now be discussed.

As to the figures indicating the amount of gold of the placers, given on page 13, attention must be paid to the fact that on account of a number of difficult circumstances (the short working time, the high wages etc.) only the richest placers can be worked with profit. Consequently the figures showing the amount of gold cannot be compared to such from many other gold producing territories, which are worked under considerably more favourable conditions.

But even if we admit that these figures, may be, do not give an exact idea of the average yield of all the placers, the latter are at all events rich, compared to the veins, which no doubt are their motherloads.

Two possibilities are conceivable as to the origin of such comparatively rich placers as the Lappish, the circumstances involved by the arctic situation of the country being taken in consideration: either a very long period of erosion and extraction from poor veins, or a shorter, and more recent one of rich veins, the erosion after the glacial period in these parts being considered unimportant generally.

The moraine in the neighbourhood of the veins always showed a very small amount of gold, and it was therefore assumed that the gold of the placers was of a postglacial origin, and, in consequence, the veins might be expected to be rich.

The improved points of Kerkelä's vein moreover induced the prospectors to assume „pockets" in the veins formed by a process of secondary enrichment, and because the placers were always most yielding below the points where a vein traversed a valley, the pockets might be expected to lie very close to each other, the vein with the exception of the supposed pockets being very poor.

This theory however seems to be a wrong one.

It is quite impossible that the investigations made should not have lead to a discovery of these pockets, did they exist in such series as the theory in this case requires with regard, first, to the fact above mentioned, that the placers are especially yielding below a vein crossing a valley, and further, to the opinion assuming only a postglacial erosion. It cannot be assumed that pockets always existed just on the points in question, and thus formed the source for the gold of the placers, but on the other hand they were so rare except at these places, that none were discovered during a long period of investigation.

So the first of the possibilities above mentioned failed: as we have seen, the veins were neither on the whole so rich as the supposition of an extraction only postglacial would have required, nor should they on the other hand, at least according to the author's opinion, be expected to possess this quality in a degree worth mentioning.

The second possible explanation of a formation of the Lappish placers out of the veins above described is by assuming a very long period of extraction, that is to say a preglacial erosion.

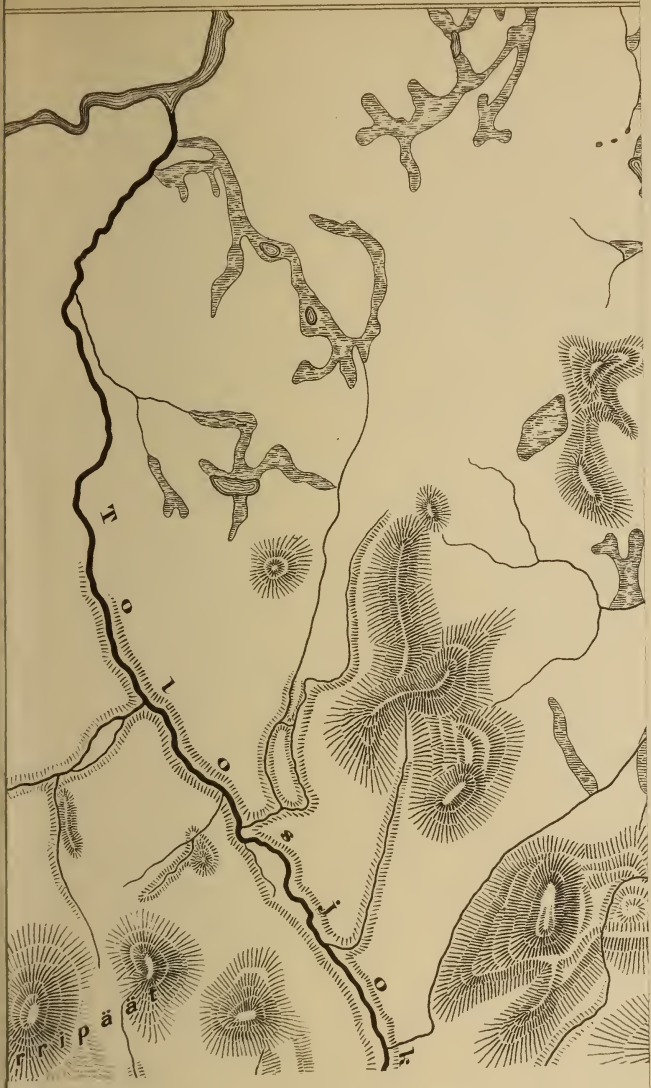
To support this theory a number of valleys must necessarily be considered of preglacial origin.

According to the author's opinion this is the case with many of them; the following rivers especially have to be considered as having valleys partly preglacial: the Ivalojoki, the Sotajoki and part of its tributaries, as for example the lower part of the Moberginoja and the Vuijemijoki, the Palsinoja with the tributaries Zellberginoja and Palopirtinoja, the Tolosjoki and many of its tributaries, especially the Laanilauttanen and finally also the Luttojoki.

These rivers have more or less washed out and extracted the veins, which process lasted for an extremely long period. The rivers performed themselves the most perfect „ore-dressing" operations, separating the gold and concentrating it on certain places.

The character of the veins was favourable to a quick formation of a gossan, and the zone of decomposed minerals in preglacial time must have been of a considerable depth. The greatest part of this gossan was destroyed by the inland ice during the glacial period, and its gold was often spread over a wide area by the moraine, which therefore contains a certain although not very high amount of gold, and pieces of limonite and quartz. But at places where the conditions were favorable, near to the valley of a river, especially when the vein had such a situation as at Ruikka, the fragments of the gossan were transported to a point where in the postglacial period the renewed „ore-dressing" began and so contributed to the formation of the placers.

This is the relation according to the author's opinion between the veins and the placers in Lapland.


Pripäät


Placer
1. Vein
Footpath
MAP
showing the distribution of goldplacers and veins
in Finnish Lapland.
Scale: 1:100,000.
Ivalojoki
Kultala
15.
Rulkka
16.
Patatunturi
Sotajoki
Vaijaetjoki
Ristina
monasto
13.
Iso Palsitunturi
Pikku Palsitunturi
Palsijoki
Tolospää
Tolosjoki
Path to Törmänen
Härkäpää
Härkä selkä
Kivekäs
Härrimonasto
Kaunispää
Luttojoki
Luttojoki
Lemmilä
Hangas selkä
Kerkelä
Rangasoja
Vävypää
Iso Ahopää
Killopää
Tolosjoki
12.
11.
7.
8.
9.
10.
1.
2.
3.
4.
5.
6.
MAP
of
Finnish Lapland.
Golddistricts
Scale: 1:2,500,000.
NORWAY
SWEDEN
RUSSIA
Vardö
Vadsö
Muddusjärvi
Sonjajärvi

STUDIER ÖFVER

# KVARTÄRSYSTEMET I FENNOSKANDIAS NORDLIGA DELAR

---

I

## TILL FRÅGAN OM OST-FINMARKENS GLACIATION OCH NIVÅFÖRÄNDRINGAR

AF

**V. TANNER**

HELSINGFORS 1906

KUOPIO 1906
K. MALMSTRÖMS BOKTRYCKERI.

## Préface.

Bien que le travail ci-après concerne plus spécialement la géologie de la Norvège, il a été incorporé au Bulletin de la Commission géologique, quoique celui-ci ne contienne en règle générale que des articles concernant la géologie de la Finlande. La raison qui a fait accepter cet article est qu'il fait partie intégrante de la série de publications entreprise par l'auteur sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia et qu'il est propre à éclairer les conditions géologiques du domaine finlandais.

Helsingfors le 11 décembre 1906.

*J. J. Sederholm.*

Iakttagelsematerialet till föreliggande uppsats insamlades under färder utmed Ost-Finmarkens hafskuster och fjordar från 31 maj till 27 juni och 1 oktober till 16 oktober år 1905. Under högsommaren var jag upptagen af Geologiska kommissionens i Finland arbeten.

Resan företogs med penningeunderstöd af Sällskapet för Finlands Geografi och får jag härför uttala min största tacksamhet till Sällskapet.

Tillika får jag framföra mitt varmaste tack till Herr Professorn, Dr. W. Ramsay, som med intresse följt mitt arbete och beredvilligt underlättat detsamma genom talrika värdefulla råd.

De för undersökningarna nödiga instrumenten ställde Direktorn i Geologiska kommissionen i Finland, Herr Dr. J. J. Sederholm vänskapsfullt till mitt förfogande. Underlagskartorna erhöll jag genom godhetsfull förmedling af Chefen för Norges geologiske Undersögelse, Herr Dr. H. Reusch. Jag uttalar härför mitt tacksamma erkännande till dessa herrar.

Vare det mig tillåtet att här äfven frambära mina tacksägelser till alla de älskvärda norrmän, hvilka med dåd och råd och utsökt gästfrihet underlättat exkursionerna i ett land, där jag var främling.

Helsingfors 15 febr. 1906.

*V. Tanner.*

## Orienterande öfverblick af Ost-Finmarkens tektonik.

Genom W. Ramsays [1]) arbeten äger man en öfversiktlig sammanställning af hufvuddragen i Kolahalföns geologi. Från Ost-Finmarken åter lemna Vargas Bedemar [2]), J. Durocher [3]), T. Dahll [4]), Ch. Rabot [5]), H. Reusch [6]), A. Strahan [7]), A. Dal [8]) och

[1]) Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Fennia III, N:o 7.
Kurzer Bericht über eine Expedition nach der Tundra Umptek auf der Halbinsel Kola. Fennia V, N:o 7.
Das Nephelinsyenitgebit auf der Halbinsel Kola. Fennia XI.
Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola. Fennia XV, N:o 4.
Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia 16, N:o 1.

[2]) Reise nach dem Hohen Norden durch Schweden, Norwegen und Lappland in den Jahren 1810, 1811, 1812 und 1814. Bd. I och II. Frankfurt a. M. 1819.

[3]) Études sur la structure orographique et la constitution géologique de la Norvège, de la Suède et de la Finlande.
Mémoires de la Société géologique de France, II série, tome 6, I:re partie. 1856.

[4]) Om fjeldbygningen i Finmarken og guldets forekomst sammesteds. N. G. U. N:o 4.

[5]) Explorations dans la Laponie russe. I. Bull. de la Société de géographie. 7 sér. Tome X.
Explorations dans la Laponie russe. II. Bull. de la Société de géographie. 7 sér. Tome XII.
Au cap Nord, Itinéraires en Norvège, Suède, Finlande. Paris 1898.

[6]) Skuringsmerker og morænegrus eftervist i Finmarken fra en periode meget ældre end »istiden». N. G. U. Aarbog 1891.
Det nordlige Norges geologi. N. G. U. Aarbog 1892.

[7]) On Glacial Phenomena of Palæozoic Age in the Varanger Fiord. Q. J. G. S. Vol. 53, pg. 137.

[8]) Geologiske iagttagelser omkring Varangerfjorden. N. G. U. 28. N:o 5.

A. Helland [1]) samt från angränsande delar af finska Lappmarken A. M. Jernström [2]), C. P. Solitander [3]) och Geologiska kommissionens i Finland rekognosörer [4]) korta detalj- och resenotiser.

Af de förstnämndas uppgifter och mina egna flyktiga observationer synes framgå följande.

Genom en förkastning med ansenlig språnghöjd uppdelas Ost-Finmarken i tvenne skilda formationsgebit. Brottlinjen går från Porsangerfjordens S-spets fram mellan Vuoccevaarre och Reikjokgaisa samt vidare öfver Bigganjarga och Reppen samt öfver Kvalneset ut i Varangerfjorden. I fjorden markeras den väl af den djupa ränna [5]), som följer utmed S-stranden. Vid Murmankusten går dislokationsytan öfver edet, som förenar Fiskarhalfön med fastlandet, och längs sundet vid Kildin.

S om denna linje ligger den arkäiska fennoskandiska horstplatån, som här till öfvervägande del uppbygges af abyssiska magmabärgarter med sparsamt inströdda metamorfoserade skiffrar. Den enda bärgart af yngre ålder (postarkäisk), som här anträffats, är en diabas, hvilken i talrika smala gångar genomsätter klipporna i Sydvaranger. Dessa bärgarter, utom den postarkäiska, äro ytterst starkt pressade och dynamometamorfoserade.

N om förkastningsytan anstår en mäktig sedimentkomplex af konglomerat, kvartsiter, sandstenar, slamstenar (peliter), och dolomiter. Några fossil har man t. v. icke funnit i den. Tellef Dahll [6]) kallar formationen »Gaisa systemets øverste gruppe» och hänför densamma tämligen godtyckligt till karbon, perm eller trias

[1]) Topografisk-Statistisk Beskrivelse over Finmarkens Amt. »Norges Land og Folk» 1905—1906.

[2]) Material till finska Lappmarkens geologi I. »Enare och Utsjoki Lappmarker». Bidrag till kännedom af Finlands natur och folk, utgifna af Finska Vetenskaps-Societeten 1874.

[3]) Berättelse öfver en i geologiskt afseende verkställd resa längs stränderna af Enare träsk. Finska bergsstyrelsens tjensteberättelse för år 1878.

[4]) Exkursionsdagböcker af J. E. Rosberg, J. H. Saarinen, J. N. Silvenius, B. Frosterus, V. Tanner i Geologiska kommissionens i Finland arkiv.

[5]) Se generalkart over den norske kyst udgivet ved Vibe 1848, rettet til 1905.

[6]) Geologisk kart over det Nordlige Norge N. G. U. 4.

systemen. Ramsay åter bestämmer med reservation de samhöriga bärgarterna på Fiskarhalfön och Kildin såsom devon (?) medan Reusch synes anse dem för kambro-siluriska [1]). I SE-delen af Varangerhalfön är den horisontala lagerställningen endast svagt störd med stupningar från o° till 45°. De grunda vecken stryka här hufvudsakligen WNW—ESE, således i direkt fortsättning på Timan—Fiskarhalföns veckning. NW-delen af halfön är däremot ganska brant veckad med genomgående strykning N55°E.

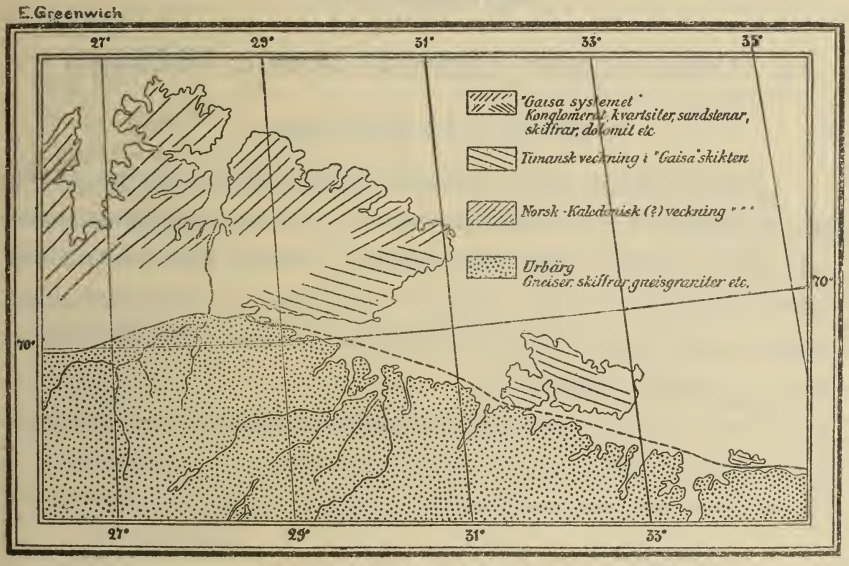



Fig. 1. Geologisk kartskiss öfver Ost-Finmarken och omgifning.

Låter det sig bevisas att denna senare veckning är kaledonisk, blefve Gaisa systemets ålder prädevonisk. På Store Ekkerö öfvertvärs gaisabärgarterna af samma slags diabas som den nyss nämnda.

Ofvanstående karta är sammanställd enligt uppgifter af F. Nansen [2]), W. Ramsay [3]) och A. Dal [4]).

[1]) La Norvège. Ouvrage officiel publié à l'occasion de l'exposition universelle de Paris 1900, p. 40.

[2]) The Norwegian Northpolar Expedition 1893—1896, edited by Fridtjof Nansen. Vol. IV. Map.

[3]) Fennia 15, N:o 4.

[4]) N G. U. 28, N:o 5.

# I.

# Iakttagelser.

## 1. Observationer angående istidens bildningar.

### Den glaciala afslipningen.

Där bärgarten varit motståndskraftig, såsom i Sydvaranger, äro rundhällarna ännu glättade och man finner korrosionskanaler och räfflor på alla höjder öfver hafvet. Däremot hafva i allmänhet isärren ofvanför marina gränsen utplånats ur Varangerhalföns mindre fasta bärgarter. I följande tabell anföras de i Ost-Finmarken t. v. kända räfflorna:

| Observationslokal. | Bärgart. | Riktning. | Observator. |
|---|---|---|---|
| *Tanafjord.* | | | |
| Langnes . . . . . | Kvartsit | S38°W | V. T. |
| » . . . . . | Lerskiffer | S40°W | J. E. Rosberg [1]). |
| Guldholmen . . . . . | Sandsten | S32°W | » » » |
| Tanafjeld . . . . . | » | S26°W | V. T. |
| Grönnes . . . . . | Skiffer | S47°E | J. E. Rosberg. |
| Gavisluoht . . . . . | Sandstenskv. | S23°—31°W | V. T. |
| Stangenes . . . . . | Sandsten | S31°E | J. E. Rosberg. |
| *Varangerfjord.* | | | |
| Smelroren . . . . . | Kvartsit | S30°W | V. T. |
| Hornöen och Renöen . . . | — | SSE—NNW | A. v. Middendorff [2]). |

[1]) Personligt meddelande.

[2]) Anikiev, eine Insel im Eismeere. Bull. Acad. Imp. Sc. St Pétersbourg 1860. II p. 155.

| | | | |
|---|---|---|---|
| Domen | Sandsten | S70°—82°W | V. T. |
| Kiberg | Sandsten | S75°W | V. T. |
| Falkeflauget | — | S80°W | V. T. |
| Krampenes | — | W—E | V. T. |
| Vadsö | Lerskiffer | W—E | V. T. |
| » | — | N50° – 55°W | E. O. Schiötz [1]). |
| » | — | W10°N | A. Strahan [2]). |
| Tomaselv | Fyllit | W10°N | V. T. |
| Næsseby | — | O—W | E. O. Schiötz. |
| » | Sandsten | W15°N | V. T. |
| Sjaaholm | — | NW—SE | O. E. Schiötz. |
| Nyborg—Karlbotn | Sandsten | W25°N | A. Strahan. |
| Mellan »Varangerfjordens bund og Tanaelven» korsräfflor | — | c. E—W | O. E. Schiötz. |
| Harrimatschokka | — | S45°W | A. M. Jernström [3]). |
| Bigganjarga | Gneisgranit | W10°N | V. T. |
| » | — | O – W | O. E. Schiötz. |
| Veinesbugten | Gneisgranit | SW—NE | V. T. |
| Reppen | » | S35°W | V. T. |
| Sirdegoppe | — | mot NE—E | O. E. Schiötz. |
| Karlbotn | Gneisgranit | S60°W | V. T. |
| Abelsberg | Sandsten | W40°N | V. T. |
| *Sydvaranger.* | | | |
| Nejdenfjord | Gneisgranit | S20°W | V. T. |
| Bordefjeld | Granit | S25 – 40W | V. T. |
| Kalkuoaivi | Gneisgranit | S18°W | V. T. |
| » | » | S35°W | B. Frosterus [4]). |
| Holmfossen | Diabas | S23°—17°W | V. T. |
| Kirkenes | Granit | S17°W | V. T. |
| » | — | mot N | H. Reusch [5]). |

[1]) Om de af Dr. Reusch i Øst-Finmarken iagttagne præglaciale Skuringsmerker. Nyt Mag. f. Naturviden. Bd. 36 1898. N:o 1.

[2]) The Raised Beaches and Glacial Deposits of the Varanger Fiord. Q. J. G. S. 1897. Vol 53, p. 147.

[3]) Bidrag till Lappmarkens geologi I. p. 94.

[4]) Dagbok 1903 (Geol. komm. i Finland arkiv).

[5]) N. G. U. 4.

| | | | |
|---|---|---|---|
| Varanger malmfält . . . . | Gneisgranit | S—N, S12°E | V. T. |
| Björnevandet . . . . . | » | S - N, S10°E | B. Frosterus. |
| Sandnes . . . . . | » | S25° – 0°W | V. T. |
| Skogerö E-sida . . . . . | » | S0° – 5°W | V. T. |
| Sylferbugten . . . . . | Granit | S19°W | V. T. |
| Sandneselven . . . . . | Gneisgranit | S14°W | V. T. |
| Renö W-sida . . . . . | Granit | S12°E | V. T. |
| » S-sida . . . . . | » | S5°E | V. T. |
| Bugöfjord-Gandvik . . . . | Gneisgranit | S40° – 25°W | V. T. |
| Buollamoaivi . . . . . | Gneis | S75°W | V. T. |
| Sisvand . . . . . | Gneisgranit | S60°W | V. T. |
| Tshäppisrogge . . . . . | Granit | S40°W | V. T. |

I motsats till den allmänna uppfattningen, att landisen inom Varangerfjord rörde sig från de inre delarna mot hafvet, har E. O. Schiötz [1]) sökt häfda den åsikten, att isen skridit från E mot W utmed de inre delarna af fjordens N strand. Det ohållbara i denna hypotes har emellertid H. Reusch [2]) påpekat. Till Reuschs uppfattning ansluter jag mig fullständigt, ty de flacka hällarnas stötsidor, i hvilka räfflorna förekomma djupast och talrikast, vetta städse mot W.

## De kvartära aflagringarna.

### Morän.

Typisk bottenmorän har iakttagits på de flesta observationslokaler i Ost-Finmarken. Mäktigheten synes i regeln vara ringa; jämför H. Reusch [3]) och A. Helland [4]). De flesta bärgshöjder äro nakna och sammanhängande moränlager anträffas företrädesvis i dalsänkorna. Stundom försvinner moränen nedanför fjällstuporna på

[1]) l. c, p. 5.

[2]) Professor Schiötz bemerkninger om de præglaciale skuringsmerker i Finmarken. Nyt Mag. f. Naturviden. Bd. 36 1898, p. 12.

[3]) Det nordlige Norges geologi, N. G. U. 4.

[4]) Topografisk-Statistisk Beskrivelse over Finmarkens Amt.

Varangerhalfön under talusbildningar, d. v. s. urhopar, frostsprängda block och lavingrus [1]). I de större flodbäddarna täckes den af recenta alluvioner och vid kusterna öfverskiktas de submarina partierna af littorala aflagringar.

Den supramarina moränen är till färgen gulbrun, stoftrik med block af mycket variabla dimensioner i sandig mellanmassa. Till integrerande del sammansättes densamma af detritus och stenar af i närheten anstående bärgarter. Några långväga främlingar skola här nedan anföras.

*Gavisluoht.* På alla höjder anträffas tämligen allmänt block af grå och röd gneisgranit och svartgrön, uralitiserad gabbrodiorit. Alla dessa bärgarter anstå i finska Lappmarken.

*Vagge.* Omkring 10 m ö. h. några block af grå och röd gneisgranit och ett block af uralitiserad gabbrodiorit.

*Lille Molvik.* Vidpass 15 m ö. h. ett stort block af uralitiserad gabbrodiorit.

*Kvitnes-Berlevaag.* Vid passpunkten c. 200 m ö. h. ligga flere smärre stycken af en strimmig, ljust karminröd, småkornig något epidotiserad biotitgranit. Bärgartens habitus påminner fullständigt om en yngre granits utbildning vid kontakten mot diabasskiffer i norra Enare.

*Skaansvik.* H. Reusch [2]) har anträffat ansenliga block af urbärgsstenar, hvilka han förmodar vara ditfraktade af isbärg.

*Makur.* På S-sidan om det lilla träsket i S från fiskarbyn, ligger typisk, i ytan genom hafssvall omlagrad morän. Den innehåller talrika små stycken af olika graniter och pressade gabbroida, basiska bärgarter. Likartade bärgarter anstå S om Varangerfjorden.

*Domen.* På fjällets N-sida anträffas talrika block af en pressad, gulröd porfyrgranit. Bärgarten är allmän i Sydvaranger.

[1]) A. Hamberg. Undersökningar i Sarjekfjällen, Ymer 1901, p. 192.

[2]) l. c., p. 92.

S om Domen anträffas gneisgranit och gabbrodiorit jämförelsevis ofta från < 150 m ö. h.

*Kiberg.* H. Reusch [1]) har i moränen anträffat spridda block af urbärgsstenar och ett dolomitkonglomerat.

Från Kiberg tilltager mängden af olika grönstenar, graniter och kristallina skiffrar i moränen progressivt inåt Varangerfjorden. I trakten kring Vadsö äro urbärgsstenar mycket allmänna.

*Vid Tomaselven* har H. Reusch [2]) funnit stenar af gneis och diorit 225 m ö. h.

A. Helland [3]) anför att Keilhau funnit block af urbärgsstenar på Maddevarre 440 m ö. h.

I Sydvaranger har man mig veterligt ingenstädes funnit representanter för Varangerhalföns och Fiskarhalföns »Gaisa»-formation. I stenfoten af en gård i Nejden iakttagos dylika, men man upplyste mig om att desamma importerats från Nordvaranger speciellt för byggnadsändamål. Från Varangerhalfön har sålunda icke en tänkbar fristående glaciation under nedisningens senare fas utsträckt jöklar till Sydvaranger. Likaså talar förhållandet emot en ansenlig isdrift under senglacial tid, hvilken uppfattning A. Strahan [4]) och C. A. Lindvall [5]) utvecklat till det ytterliga.

Moränens mäktighet är t. o. m. några mil S om Varangerfjorden oansenlig. Rundhällar skjuta öfverallt igenom den lösa betäckningen och de höga bärgens toppar äro likaledes i allmänhet kala, men på dem ligga talrika mindre och större block utspridda, en företeelse, som äfven W. Ramsay observerat vid Murmankusten [6]).

---

[1]) l. c., p. 89.

[2]) l. c., p. 84.

[3]) Finmarkens amt p. 139.

[4]) Q. J. G. S. Vol. 53, p. 153.

[5]) Glacialperioden, Stockholm 1891.

Two papers read at the VII th Geological Congress in S:t Petersbourg September 1897.

[6]) Fennia 16, 1, p. 29.

I de inre delarna af Sydvaranger liksom i Enare ligger däremot moränen jämförelsevis jämnt utvältad och förmodligen något mäktigare.

På några ställen i Sydvaranger gjordes dessutom spridda iakttagelser öfver ändmoräner.

Omkring 1 km SW om Sandneselvens mynning öfvertvärar en långsträckt moränkam dalen. Ryggen är c. 0,5 km lång och något böjd utåt fjorden. Den kulminerar vid c. 60 m r. h. och sjunker mycket svagt mot ändarna. Kammen uppbygges af typiskt moränmaterial. Sluttningarna äro mycket branta och den distala sidan rikligt öfverhopad af block.

Några 100 m mot N från denna ligger en c. 30 m hög, likaledes bågformigt böjd, bred grusrygg af jämförelsevis blockfattigt sandigt grus.

Vid Langfjords innersta ände, Langfjordbotn, afskiljer en bred damm af morängrus Langfjordvandet från fjorden. Dess sidor stupa brant, så att man på hvardera sidor om densamma har ansenliga vattendjup. På bärgsluttningen vid E-änden af denna ändmorän ser man vidare en tydlig af vackra rundstenar bildad strandmorän — d. v. s. kvarblifven sidomorän —, som från c. 30 m höjd bågformigt sänker sig norrut mot fjorden. Dess höjd varierar mellan 8 och 3 m.

Högre uppe i dalen vid Langfjordvandets W-sida afdämmer en af jämförelsevis blockfattigt och ursköljdt grus byggd, c. 80 m hög barriär Sagelvdalen. Senare har älfven genombrutit densamma.

## Fluvioglaciala aflagringar.

Fluvioglaciala bildningar anträffas i form af typiska åsar.

En 10—25 m hög ås följer Patsjokis öfre lopp. Den stryker i form af små, långsträckta, c 20 m höga holmar genom Vagatemjäur. Dess riktning är SSW—NNE. Förmodligen är det fortsättningen på samma åsrygg, hvilken Tellef Dahll [1]) observerat vid Botsjavre och synes den utmynna vid Langfjordvand.

[1]) Om fjeldbygningen i Finmarken, p. 11. N. G. U. 4.

En annan ås stryker enligt observationer, hvilka jag tidigare gjort i nordöstra Enare, c. S 40°W genom Sandneselvens dalgång och utmynnar vid Sandnes.

De öfriga finska åsarna nå däremot endast fram till riksgränsen och förena sig två och två vid Svartdalen och Brendehaugen, bildande rullgrusfält och kame-landskap[1]). N om deras terrassartade rand utbreda sig väldiga deltabildningar af strid sand, på hvilkas yta ligga Enaremyren och Færdemyren. I flodbrinkarna vid Nejdenelvs mynning visar sig under sanden skiktad mjäla.

En typisk randterrass ligger vid Bugöfjord. Se fig. och beskrifning p. 74.

Deltaterrasser af fluvioglacialt ursprung anträffas vid mynningarna af Vestelven, Reppenelven, Nyelven, Gandvik, samt långt in i Nejdenelvens och Sandneselvens dalgångar. Vid Karlbotn, nere vid fjordstranden, där hafvet abraderat en profilbrant, ser man att deltaterrasserna på den distala sidan (norrut) öfvergå i välskiktade bildningar af sand och mjäla. Nedanför byn växellagra skikt af sand och lerartad mjäla. Ungefär vid profilens midt blifva skikten något veckade och stupningen öfvergår längre mot S i kontinuerligt N-lig. Därpå blir lagerställningen horisontal under ett 100-tal m. Skiktningen böjer sedan öfver till S-ligt fall. Mjälan försvinner och grusskikt begynna växellagra med sandskikt. Slutligen upphöra äfven sandskikten och ett tvättadt grus följer på dem.

Denna profil, där liksom i Nejden gröfre material är skiktadt öfver finare, häntyder på att utmed denna kusträcka en oscillation af isranden ägt rum.

De stråk af rullstenar, hvilka A. Helland[2]) anför, har jag ej personligen varit i tillfälle att observera. De anträffas vid Vadsö intill 194 m ö. h. På Domen nå de 150—156 m ö. h.

De fluvioglaciala aflagringarna i Petshengafjord äro införda på kartan enligt personligt meddelande af Herr Ingeniör W. Hall.

---

[1]) jämf. H. Munthe, G. F. F., Bd 22, p. 343.

[2]) Finmarkens Amt., p. 153.

## 2. Observationer angående forna strandbildningar.

### Observationsmetod.

I trakter, där tidvattnet ej tillåter fastställandet af hafvets medelnivå utan förmedling af tidsödande observationer, är man hänvisad till en approximativ normalbas. På senare tiden hafva speciellt norska forskare härtill valt den naturliga nivå, hvilken representeras af blåstångbältets (Fucus vesiculosus) öfre gräns, den s. k. tångranden. Från denna nivå utgå de bestämmningar, hvilka utförts af A. Helland [1]), J. H. L. Vogt [2]) och J. Rekstad [3]) vid norska Atlanterkusten. A. Bravais [4]), Andr. M. Hansens [5]) och K. J. V. Steenstrups [6]) specialundersökningar samt den synnerligen tillfredsställande inbördes öfverensstämmelsen mellan de förstnämndas observationer bevisa tillfyllest användbarheten af denna bas. Däremot har det af tångrullen utmärkta högvattenståndet, från hvilket W. Ramsay [7]) utgått, icke alltid fixerats inne i fjordarna. Där det emellertid markerats, vore det utan tvifvel riktigast att utgå från denna gräns, för att sålunda erhålla direkta vertikaldifferenserna mellan den och högvattensnivåerna vid de gamla strandlinjerna. Den af Andr. M. Hansen föreslagna Balanoid-gränsen [8]) är i Ost-Finmarken oskarpt utvecklad och saknas t. o. m. ofta.

---

[1]) Strandlinjernes fald. N. G. U. 28, N:o 2.

[2]) J. H. L. Vogt og J. Rekstad. Søndre Helgelands Kvartærgeologi. N. G. U. 29, p. 66.

[3]) Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge. Bergens Mus. Aarbog 1905. N:o 2.

[4]) Sur les lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark, p. 125. Voyages etc. sur la corvette Recherche 1838—40. Tome I. 1:re partie.

[5]) Strandlinje-studier, Arch. f. Math. og Naturviden. Bd. XIV, p. 162. Skandinaviens stigning. N. G. U. 28, N:o 1, p. 1—6.

[6]) Kan Tangranden benyttes til Bestemmelse af Forandringer i Vandstanden? Separat ur Meddelelser om Grønland, XXXIII.

[7]) Fennia 16, N:o 1.

[8]) l. c.

Alla de i det följande anförda nivellementen angifva höjden öfver tångranden.

Ett antal höjdbestämningar äro utförda genom direkt afvägning med Tesdorpfs Taschennivellirinstrument, Patent Wagner, N:o 2427, och latta indelad i centimeter. I texten angifvas dylika afvägningar genom tillägg af (d) efter höjdsiffran. De öfriga afvägningarna äro utförda med en aneroid Naudet N:o 427. Instrumentet kontrollerades beredvilligt före afresan af Finska Vetenskaps-Societetens Meteorologiska Centralanstalt och efter hemkomsten af Polytekniska Institutets i Finland Geodetiska Institution. Korrektionens förändring med lufttrycket är så godt som ingen. Lufttryckets variationer hafva registrerats med en barograf Richard Frères N:o 19077 och möjligast täta aneroid-afläsningar vid tångranden. Aneroidnivellementen äro beräknade dels enligt A. Petrelius [1]) och dels enligt O. Bohnes [2]) tabeller och utmärkas i texten genom att efter höjdsiffran vidfogats (a). En komparation af de med de olika metoderna erhållna resultaten visar ganska god öfverensstämmelse, t. ex.

| | | |
|---|---|---|
| Stangenes . . . . . | 53,5 m (d.), | 53 m (a.) |
| Sandnes . . . . . | 90 m (d.), | 89 m (a.) |
| Kirkenes . . . . . | 73 m (d.), | 72,5 m (a.) |

Tillfälliga fluktuationer i barometerståndet af kort varaktighet äro ej möjliga att eliminera, hvarför aneroidmätningarna dock städse böra uppfattas med viss reservation.

Med den nämnda aneroiden har W. Ramsay utfört lyckade mätningar i det inre af Finland [3]).

De anförda höjdtalen representera i regeln medelvärdet af de tal, som erhållits vid upp- och nedgående nivellement.

---

[1]) Tabeller för beräkning af barometriska höjdmätningar, Fennia III, N:o 16.

[2]) Tabellen für Höhemessungen. Åtfölja Bohnes aneroider.

[3]) Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande. N:o 3, p. 2.

Där ej annorlunda meddelas, hänför sig höjdsiffran till terrassernas fot [1]) d. v. s. skärningslinjen mellan ryggbrink och strandbädd.

För att för kommande forskare underlätta återfinnandet af de af mig beskrifna lokalerna, har jag ur mina dagboksanteckningar anfört iakttagelserna med större utförlighet, än själfva diskussionen af strandlinjeproblemet skulle fordra, en utförlighet, som särskildt i Ost-Finmarken motiveras däraf, att den bofasta befolkningen är ytterst glest spridd och därför revisionen af vaga litteraturuppgifter skulle ställa sig tidsödande och resultatlös i obygderna.

Observationslokalerna äro ordnade i fortlöpande serie utmed kusten från Tana till Sydvaranger.

## Tana fjord.

### Seida.

Strandlinjer vid Seida omnämnas af H. Reusch [2]) och A. Helland [3]).

Vid Skipaguorra har J. E. Rosberg, enligt personligt meddelande, afvägt en väl utbildad strandlinje c. 65 m (a.) öfver Tanaälfs yta.

### Smalfjord.

Här ses på många ställen två dominerande strandlinjer. Den lägre är jämförelsevis väl bibehållen. Den öfre är däremot på de flesta lokaler starkt denuderad och öfverrasad.

I den branta fjällsluttningen vid ångfartygsstationen har en numera starkt försumpad afsats abraderats i nivå med den lägre linjen. På afsatsen har en mäktig vall af strandstenar ackumule-

---

[1]) Denna af G. De Geer (Om Skandinaviens nivåförändringar under kvartärperioden. G. F. F. X, p. 374) föreslagna och allmänt använda term, bör ej förväxlas med Andr. M. Hansens fot (Strandlinje-studier, Arch. f. Math. og Naturviden. Bd. XIV, p. 256.). Hansen betecknar med foten branten nedanför strandbädden.

[2]) Det nordlige Norges geologi, p. 95.

[3]) Finmarkens Amt, p. 150.

rats. Vallens topp når 20 m (a). Dess fot ligger c. 2 m lägre. Sluttningen ofvanför denna afsats täckes af utdragna strimmor af blockstenar och grus. Den högsta blockackumulationen når i en klippvinkel 58 m (a.), hvilken höjd korresponderar med den högre linjens.

På fjordens W-sida, med pejling S50°W från ångfartygsstationen, äro båda strandlinjerna jämförelsevis väl bibehållna. Den lägre linjen motsvaras här af en af hufvudstora rundblock täckt terrass, 18 m (a). Den högre strandlinjen har fixerats i skifferklippan strax ofvanför i form af en bred, myrklädd bärgterrass, 55 m (a).

I trakten af Smalfjord ångfartygsstation äro således tvenne strandlinjer utbildade vid nivåerna:

| Fjordens W-sida. | E om fjorden. |
|---|---|
| 55 m | < 58 m |
| 18 m | 18 m |

En högsta bränningsgräns lyckades jag ej fastställa. Strandbildningar finner man i allmänhet icke ofvanför den högre linjen. Endast på ett ställe, emedelbart E om landsvägen, c. 1 km S om ångfartygsstationen, utbreder sig i en grusbacke en kort, svagt sluttande terrassliknande afsats, 61 m (a.). Höjdsiffran är något osäker. Jag förmodar därför, att den tidigare nämnda högre strandlinjen här betecknar marina gränsen.

### Tana kyrka (Langnes).

Tana prästgård ligger på en 16 m (a.) hög sandplatå, hvars understa lag utgöres af molluskförande lera (Fig. 2, 1).

Vid korresponderande nivå utbreder sig på E-sidan om Tanaälfs mynning en vidsträckt, af marig björkskog bevuxen sandplatå (Fig. 2, 9).

### Benjaminbugten.

På W-sidan af bärget (Fig. 2, 2), mellan Benjaminbugten och Tananes mätte jag strandlinjer vid följande nivåer:

56 m (a.). En 10 m bred grusterrass, stödd mot en klippvägg. I terrassens fortsättning utbreder sig inne i dalfonden en liten grusplatå.

50 m (a.). Ett stycke E om föregående har i den brant stupande skiffern abraderats en 5 m bred sete [1]).

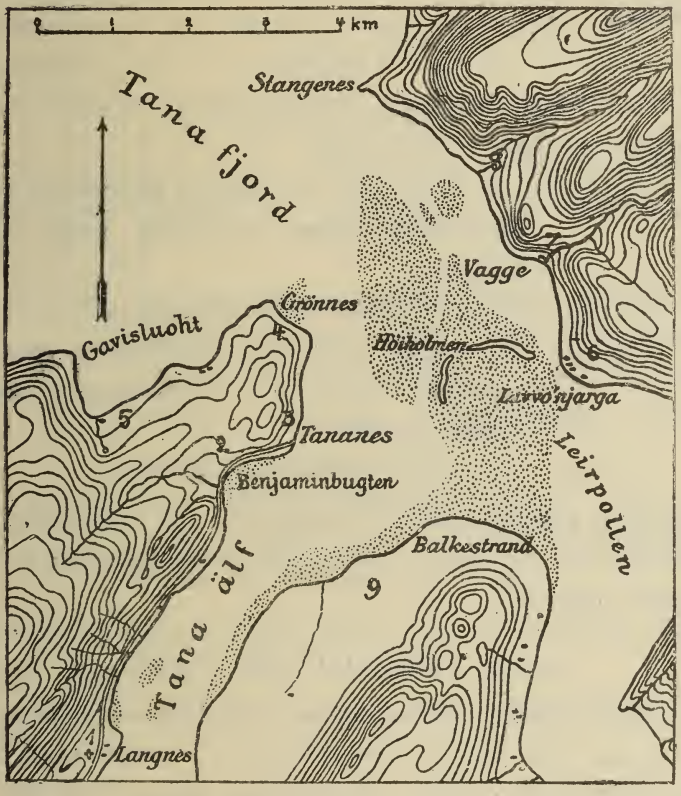



Fig. 2. Observationslokalerna i det inre af Tanafjord. 30 m ekvidistans mellan isohypserna.

26 m (a.). I bärgets S-sida har en välutvecklad bärgterrass utskurits.

---

[1]) Sete användes här som synonym till bärgterrass i öfverensstämmelse med Andr. M. Hansens bruk af denna term (Strandlinje-studier). Andra forskare — särskildt tyska författare — synas begränsa användningen af sete såsom beteckning för lacustroglaciala strandlinjer.

Strax N om Tananes (Fig. 2, 3) har J. E. Rosberg, enligt personligt meddelande, mätt terrasser

26—30 m (a.).
16—19 m (a.).

Högsta bränningsgränsen kunde ej fastställas vid Benjaminbugten.

### Grönnes.

I den trånga bärgdalen ofvanför fiskarkojan (Fig 2, 4), mätte jag strandbildningar vid nivåerna:

< 53 m (a.), > 40 m (a.). En nedäten grusterrass, på hvars strandbädd ligger af vittring starkt angripet klapper,

38 m (a.). En kort, undulerande grusterrass.

16 m (a.). En vågig, bred abrasionsterrass i grus. Där terrassen stöder mot bärgväggarna resa sig smärre raukar.

8 m (a.). En sandig abrasionsterrass i grus.

Marina gränsen kunde ej fastställas. En flack afsats i grussluttningen når 65 m (a.). Det är dock ovisst, huruvida den härrör af marin abrasion.

### Gavisluoht (Hvælvevik).

Jag nivellerade strandlinjerna i centrum af buktens W-del Fig. 2, 5). Här äro de företrädesvis väl utvecklade i form af abrasionsterrasser i morän och omlagrad morän. Den östra delen upptages däremot af orediga ackumulationsvallar.

58 m (a.). En abrasionsterrass, på hvilken starkt vittrad klapper når ända till foten.

51,5 m (a.). Krönet af en mäktig, flack vall af uppsköljdt grus och klapper. Vallen afdämmer en liten tjärn.

38 m (a.). En 125 m bred, torfklädd abrasionsterrass. Foten är något öfverrasad. Kvartsitklippor, hvilka sticka upp vid E sidan, visa ännu tydligt af bränningen polerade skikthufvud.

28 m (a.). Abrasionsterrass, ryggbrinken, 4 m hög, genomdrages af talrika erosionsfåror.

17 m (a.). Bred, sandig abrasionsterrass. Ned till hafvet följer ett oredigt klapperfält.

I den östra delen af bukten har J. E. Rosberg funnit låga flygsandskullar, 17 m (a.) ö. h.

Ofvanför 58 m terrassen fann jag ej spår efter marin transgression.

## Lavvo'njarga.

Ofvanför lappbyn reser sig ett bärg af blågrå, starkt sönderknäckt kvartsit, (Fig. 2, 6). I detsamma hafva tvenne bärgseter utskurits vid resp:

49 m (d.). En storartad, väl utbildad, i uddar framskjutande terrass. Den här och hvar underminerade klippbrinken reser sig vertikalt 10—5 m. På uddarna kvarstå på terrassen abrasionsrester. Terrassen sträcker sig långt mot N.

16,2 m (d.). En mindre tydlig bärgterrass.

En c. 100 m bred grusplatå utbreder sig från hafvet till bärgfoten, 5,5 m (d).

Maximala transgressionsgränsen kunde ej fastställas. Strandbildningar finner man dock ej ofvanför 49 m linjen.

Påfallande är här klippornas nedifrån uppåt alltmer tilltagande vittring.

## Vagge.

Strandlinjerna vid Vagge ångfartygsstation (Fig. 2, 7), hafva beskrifvits af H. Reusch [1]), O. E. Schiøtz [2]), A. Dal [3]) och A. Helland [4]).

---

[1]) N. G. U., p. 95.

[2]) Nogle Bemærkninger om Dannelsen af Strandlinier i fast Fjeld. Förhandl. i Videnskabs-Selskab. i Christiania, Aar 1894. N:o 4, p. 3.

[3]) N. G. U. 28 N:o 5, p. 5.

[4]) Finmarkens Amt, p. 150.

En några 100 m bred cirkusdal genomfluten af Vaggeelv utmynnar här. Den är uteroderad i en synklinal, hvilken bildas af brant veckade skikt af växellagrande ljusa sandstenskvartsiter och mörkfärgade peliter. Skikten stryka N55°E, eller normalt mot kustlinjen, och stupa på S-sidan af dalen 50°—60°N och på dess N-sida 70°—80°S. Stratifikationen har sålunda gynnat abrasionen af bärgseter. Långt ute på fjorden varsnar man äfven i klipporna på hvardera sidan om dalen två lafbeklädda bärgterrasser, hvilka i dalens moränfyllning motsvaras af grusterrasser.

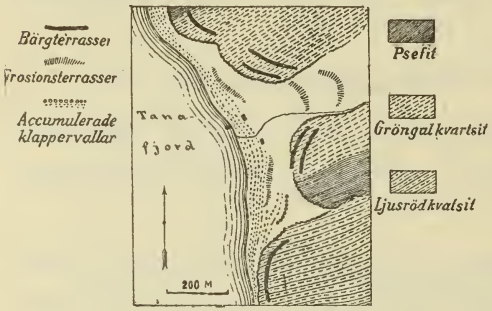



Fig. 3. Ögonmåttsskiss öfver strandlinjerna vid Vagge.

På S-sidan om Vaggeelv mättes strandbildningar vid nivåerna:

51,5 m (a.). En 4 m bred, skroflig, starkt öfverrasad bärgterrass, af flera 100 m utsträckning har utskurits i det ljusröda kvartsitbärget. I peliten och den mellanliggande dalens grusbetäckning är denna linjes fortsättning denuderad. Seten framträder åter i den gröngula kvartsitklippan.

22 m (a.). I klippravinen har en 60 cm hög klappervall uppvräkts.

16 m (a.). I det ljusgula kvartsitfjället har en sete abraderats. Dess bredd växlar mellan 6 och 8 m, endast på uddarna är den hopträngd till par m. Terrassytan klädes af ett torfskikt och under torfven framgräfdes väl bibehållen oval skifferklapper. På terrassen resa sig flere små klippelare. Skikthufvudena i ryggbranten äro glättade genom vågskvalpet åtminstone till 4 m öfver nivellerade höjden.

Utmed stranden löpa successiva serier af låga ackumulationsvallar, hvilka nå till 6,5 m (a.).

På N-sidan om Vaggeelv mättes följande strandlinjer:

48,5 m (a.). En 3 m bred bärgterrass i kvartsitfjällets SW-sida. Inne i dalbottnen motsvaras denna af en flack grusterrass, hvilken vid observationstillfället doldes under ett snöläge, hvarför fotens höjd ej kunde nivelleras.

19 m (a.). Omkring 200 m från älfmynningen utbreder sig en mindre abrasionsplatå i grus. I nivå med denna har i klippväggen mot NW utskurits en kort bärgterrass.

Vid Vagge förekomma sålunda två pregnanta strandlinjer vid nivåerna

51,5—48,5 m
19 —16 m,

medan högre uppe icke vidare strandbildningar iakttogos.

Bukten mellan Vagge och Stangenes (Fig. 2, 8).

En gammal jökeldal, hvilken genomflytes af en liten bäck, har här utskulpterats i en uppbruten antiklinal. Bärget består af samma växellagrande kvartsiter och pelit som vid Vagge. Skikten stryka N55°E, således äfven här normalt mot kusten. Stupningen framgår af bifogade ögonmåttskiss, fig. 4.

I bukten undersökte jag strandbildningar vid följande nivåer:

63,8 m (d.). Till denna höjd nå de högsta strandstenarna på en af bågformigt böjda klappervallar täckt, 10° stupande terrassyta omedelbart E om älfven. Ytan begränsas af barsköljda klippor. En exakt bränningsgräns lät ej fixera sig. Terrassen sänker sig svagt till ytterranden, 53,5 m (d.). I branterna af den i terrassen inskurna ravinen ser man, att moränen omlagrats till c. 0,5 meters djup under ytan.

48,9 m (d.). I den södra klippan har en sete abraderats. Här och hvar anträffar man på densamma »bränningsvittnen» [1]). De högre bärghaken på älfvens N-sida falla i tuben i samma höjd. Seten öfvergår mot N i en djup abrasionsterrass i grus, hvars snöhöljda fot ej lät mäta sig. Grusterrasser träffas i älfdalen vid samma höjd.

Profil af bärggrunden.

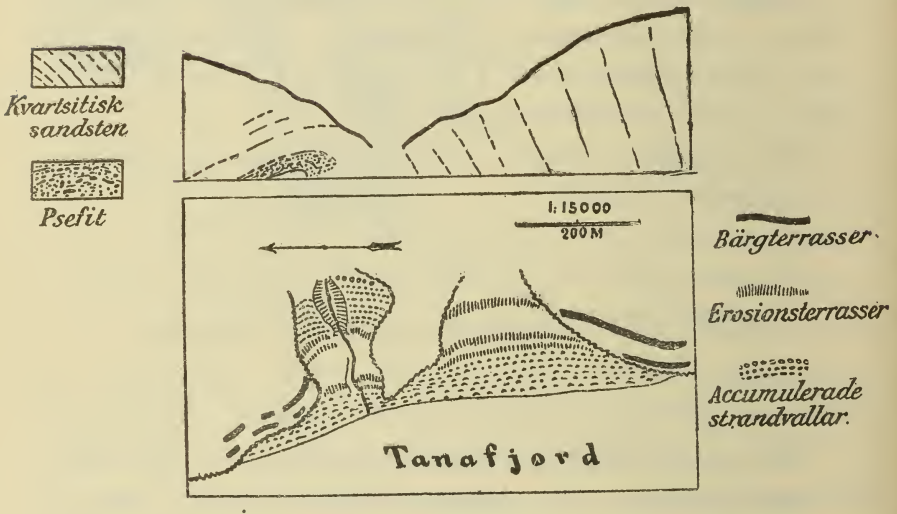



Fig. 4. Skiss öfver strandbildningar mellan Vagge och Stangenes.

18 m (d.). At N från den södra klippan sträcker sig en 12 m bred grusterrass. Ytterranden ligger 15,8 m (d.). I korrespondans med den sistnämnda hafva i klipporna på hvardera sidan om dalen smärre seter utätits. Motsvarande grusterrasser återfinnes på hvardera stranden om älfven. Från denna höjd uppåt förete klipporna mera skrofliga och vittrade former.

[1]) Härmed betecknar J. E. Rosberg i manuskriptet till ett snart utkommande arbete alla de fossila klippruiner och raukar, hvilka anträffas på gamla strandlinjer.

11 m (d.). Till denna höjd når vid det södra bärget en klapperåker, hvilken höjer sig i successiva vallar mellan fjordstranden och bärgfoten utefter hela bukten.

Att döma af ytkonfigurationen har den högsta terrassens ytterrand rasat på älfvens N-sida under ett senare skede. Nedanför densamma finner man nämligen vid 43,5 m (a.) en otydlig terrassfot, hvars motsvarighet ej återfinnes annorstädes.

## Lille Molvik.

Den kilometervida, U-formiga bärgdalen, hvilken utmynnar här, tudelas af en långsträckt bärgsrygg. I den södra delen, hvarest den lappska fiskarbyn ligger, gjordes följande observationer.

1. NNE om byn nivellerades på höjdsluttningen successiva strandbildningar vid nivåerna:

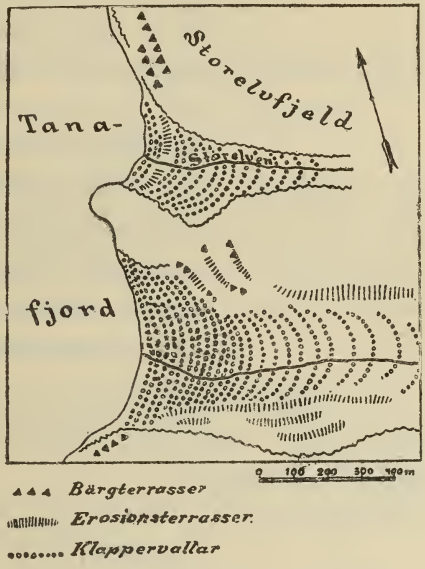



Fig. 5. Ögonmåttsskiss öfver strandbildningarna i Lille Molvikbukten.

51,5 m (a). Flere abrasionshak i klipporna, i hvilkas fortsättning en kort terrass af klapper sträcker sig. Ur klapperbetäckningen framskjuta här och där spetsiga, vittrade skifferkäglor.

42 m (a.). En torfklädd, ovanligt plan abrasionsterrass i grus. I klippuddarna motsvaras densamma af korta bärgterrasser.

15,5 m (a.). En 75 m bred grusterrass, åt sidorna korresponderande med afsatser i bärgklyften.

Dalens midt upptages af en stenåker med förträffligt utveck-

lade inåt böjda klappervallar, »Kopmaalrygge» [1]), hvilka sträcka sig mera än 1 km upp i dalen.

2. På S-sidan om bäcken, ESE om byn utbreda sig under hvarandra strandterrasser vid höjderna:

63 m (a.). En bred, mycket plan torfklädd grusterrass. På terrassbädden resa sig på något afstånd från hvarandra tvenne fristående små gruskullar, hvilkas af obestämbar orsak utplanade toppytor falla i samma nivå, 88 m (a.).

50 m (a.). En 25 m bred abrasionsterrass i grus, hvars yta sänker sig jämn till ytterranden 46 m (a.).

40 m (a.). Ett tufvigt torffält begränsas vid denna höjd af en skarp grusbrink. Begränsningsfoten sträcker sig nästan rätlinigt 1 km in i dalen. I dess fortsättning ser man i strandfjället starkt denuderade, korta abrasionsafsatser.

3. En af klappervallar öfverhopad strandmark sträcker sig långt upp i Storelvens dalgång. På älfvens N-sida mätte jag följande strandlinjer:

40 m (a.). En i Storelvfjeldets SW-sida abraderad 10—30 m bred bärgsete.

14 m (a.). En oskarp bärgterrass nedanför den föregående. Klipporna på terrassen äro ännu glatta efter vågskvalpet.

Vid samma nivå utbreder sig 100 m E om älfmynningen en 50 m bred abrasionsterrass, i hvars sandiga yta ligga talrika till hälften framsköljda stora kvartsitblock.

Ofvanför 63 m terrassen fann jag inga spår af marin transgression, såvida icke de nämnda 88 meters gruskäglornas toppar möjligen nivellerats af hafsvall. Strandlinjer hafva utbildats vid följande nivåer på resp. lokaler:

[1]) H. Reusch: N. G. U. 4, p. 92. Klapper och strandstenar benämnas äfven af befolkningen »kuppelsten» och »mol.»

| 1. | 2. | 3. |
|---|---|---|
| — | 63 m. | — |
| 51.5 m. | 50 m. | — |
| 42 m. | 40 m. | 40 m. |
| 15.5 m. | — | 14 m. |

## Breivik.

En djup kardal, hvilken genomflytes af en vildbäck, utmynnar här.

N om bäcken mättes vid

39.5 m (a.) en 15 m bred sete, hvilken har abraderats i den af en N70° E strykande och 70° N stupande, grön skiffer bestående klippudden, som begränsar viken i N. Klippbrinken reser sig nästan vertikalt 10 m öfver terrassfoten.

I dalens moränfyllning motsvaras denna sete af en bred abrasionsterrass. Dess fot var snötäckt, ytterranden sträcker sig vid 38 m (a.) i en båge kring hela bukten. På terrassbädden ligger starkt vittrad klapper.

Längre nedåt är marken uppdelad i sumpiga flytvalkar.

På N sidan af bärgudden, som begränsar dalen i S, observerade jag vid:

50 m (a.). En torfklädd, kort bärgsete.

39.5 m (a.). En mindre bärgterrass under den förra.

22 m (a.). En klappergränsvall. Från densamma sänker sig en vågig klapperåker ned till fjordstranden.

Vid följande nivåer hafva sålunda strandlinjer fixerats:

| N om bäcken. | S om densamma. |
|---|---|
| | 50 m. |
| 39.5 m. | 39.5 m. |

En högsta bränningsgräns kunde ej fastställas.

## Græsdalen.

Dalen omslutes af terrassbildningar, genom hvilka en bäck nedätit en djup ravin. Här observerades vid:

57 m (a.). Ytterranden af en bred, mycket flack grusterrassyta. Foten doldes af ett snöläge. Ofvanom denna terrass kunde jag ej skönja marina transgressionsspår. Från ytterranden stupar en moränbrant 45° ned till följande terrass. Gruset i branten hålles nu bundet af björksnår. Säkert föreligger här ett ras under postmarin tid, hvarigenom nedanför liggande strandbildningar förstörts ända till strandlinjen vid

14.5 m (a.). En 75 m bred, af torf och klapper täckt abrasionsterrass i grus, hvilken korresponderar med bärgseter i strandklipporna på hvardera sidan om dalen.

Från vattenlinjen sträcker sig ett klapperbräm ett 50-tal m upp mot land.

## Store Molvik.

Den vida sänkan uppfylles af storartade strandbildningar, hvilkas utbredning framgår af kartskissen fig. 6.

På S-sidan af den mot fjorden framskjutande udden af Lilledalfjeld mättes vid:

33 m (a.). En bärgsete med urgröpta hällar i bränningskälen. [1]) Några 100 m mot E härifrån anträffade jag en korresponderande terrass vid

31.5 m (a.). Kort bärgterrass.

14.5 m (a.). En ackumulationsvall stödd mot bärgfoten. Denna vall begränsar en vidsträckt, af klapper höljd platå, hvilken knappt märkbart sänker sig

[1]) A. Penck: Morphologie der Erdoberfläche, Bd II, p. 473. Brandungskehle.

mot hafvet. I midten af platån fann jag vid 11 m (a.) svartgrå mjäla under klappern.

I Ribselv's dalgång mättes på N-sidan om älfven:

59 m (a.). En liten terrassplatå, som omsluter fåran. Rundt den samma äro klipporna barspolade till par me-

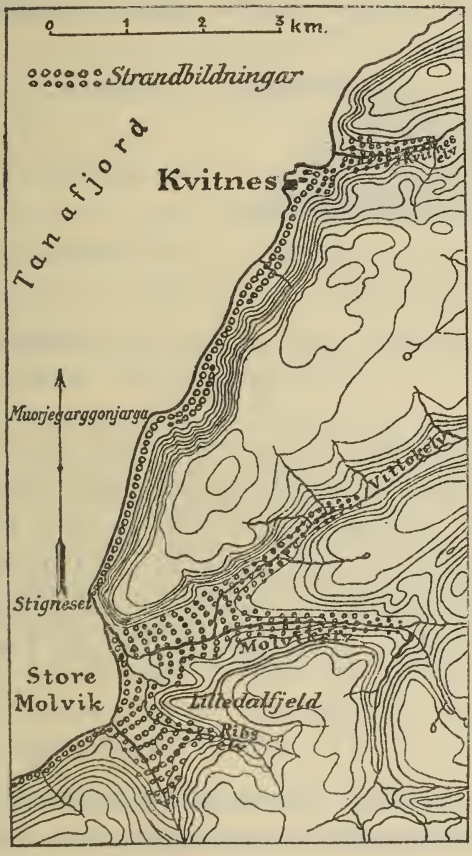



Fig. 6. Strandbildningar mellan Store Molvik och Kvitnes. Ekvidistansen mellan isohypserna är 30 m.

ters höjd. Ofvanför densamma fann jag ej spår efter marin transgression.

47.5 m (a.). En 75 m bred abrasionsterrass i grus, hvilken täckes af klappervallsbågar. I dennas fortsättning har i Lilledalfjelds sluttning abraderats ett kort terrasshak, 45 m (a.).

14.5 m (a.). En ackumulationsvall, hvilken begränsar den nämnda klapperplatån.

Den platta, breda grusrygg, som afdämmer Molvikvandet (c. 5 m), sträcker sig vid c. 10 meters höjd rundt bukten; på sidorna om sjön utjämnas den till ett med platån.

Vid Store Molvik anträffas sålunda välutbildade strandlinjer vid nivåerna:

| Lilledalfjeld. | Ribselv. |
|---|---|
| | 59 m. M. G. |
| 45 m. | 47.5 m. |
| 33 m—31.5 m. | |
| 14.5 m. | 14.5 m. |

## Strandbrämet mellan Stigneset och Kvitnes (se fig. 6).

Fjällväggar stupa brant från inemot 300 m höjd mot en 100—300 m bred af strandgrus täckt platå i nivå 8 à 9 m (a.). På densamma kvarstå mångenstädes groteska klippruiner och i bärgstuporna hafva på flera ställen, bl. a. vid Muorjegarggonjarga, utgräfts smärre grottor, s. k. huler [1]) och evorsionsgrytor. I många fall har bränningen t. o. m. genombrutit taket i desamma.

## Kvitnes (Se fig. 6).

Rakt ostvart från landningsmolon nivellerades nedanför det utskjutande fjällsprånget de strandbildningar, hvilka vidstående skiss, fig. 7, återgifver.

57.5 m (a.). En af talusbildningar starkt öfverrasad, kort terrass.

37.5 m (a.). En c. 8 m bred terrass.

28 m (a.). En mer än 10 m bred terrass, på hvars yta ligga smärre klapperackumulationer.

---

[1]) Jämf. K. Pettersen. Naturlige Tunnel- og Huledannelser inden Vest-Finmarkens Kystströg. G. F. F. II. p. 506.

12.5 m (a.). Den af blocksten klädda brinkfoten nedanför den förra. Från densamma sänker sig den terrassyta, på hvilken byn ligger, svagt mot sjön.

På de tre högsta terrasserna sticka flerestädes bränningsvittnen fram, hvilket gifver vid handen, att terrasserna abraderats i bärgklyft, hvarpå de blifvit täckta af grus och klapper, af den här anstående kvartsitbärgarten.




Fig. 7. Ögonmåttsskiss öfver strandterrasser vid Kvitnes.

I fortsättning på dessa strandlinjer sträcka sig utmed bärguddens N-sluttning starkt denuderade, korta terrasser in mot Kvitneselvens dalgång.

I den sistnämnda mättes S om älfven:

59 m (a.). Abrasionsterrass c. 1 km från älfvens mynning. Nedanför fordom frilagda och rundnötta, nu starkt vittrade klipphällar ligga block af den anstående kvartsitbärgarten. Strandstenarna af kvartsit hafva f. d. m. bibehållit sin ursprungliga form, men skifferklappern är vittrad och nästan söndergrusad. Högre uppe varsnade jag ej marin påverkning. Denna terrass representerar sålunda marina gränsen.

Härifrån faller mot fjorden en strandmark täckt af bågformiga klappergärden. Krönet af en mera framträdande ackumulationsvall når 54 m (a).

13.5 m (a.). Foten af en c. 20 m hög rasbrink, hvilken sträcker sig öfver dalen vidpass 300 m från älfmynningen. Genom rasen i denna brink vid abrasionen af 13.5 meters nivån hafva de högre liggande terrasserna utplånats, hvaremot strandlinjen vid foten är väl bibehållen.

Marken, som svagt sluttar mot fjorden, täckes växelvis af låga ackumulationsvallar och torfstrimmor. H. Reusch [1]) har c. 2 km S om Tanahorn funnit terrasser vid 12, resp. 14 m ö. h.

I Kvitnestrakten föreligga sålunda strandlinjer vid följande nivåer:

| Vid byn. | Kvitneselv. | Tanahorn. |
|---|---|---|
| 57.5 m | 59 m M. G. | — — |
| 37.5 m | — — | — — |
| 28 m | — — | — — |
| 12.5 m | 12.5 m | 12—14 m. |

## Varangerhalföns nordkust.

### Skonsvik.

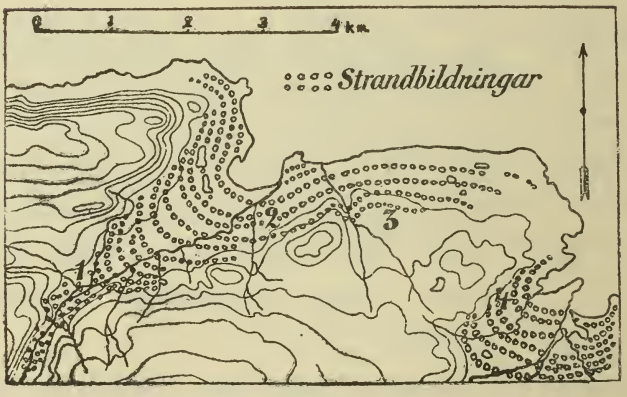



Fig. 8. Strandbildningar mellan Skonsvikelv och Berlevaag. Ekvidistansen mellan isohypserna är 30 m.

Strandbildningar vid Skonsvik hafva tidigare anförts af H. Reusch [1]) och A. Helland [2]).

Klappermarker sträcka sig omkring 3 km upp i Skonsvikelvs dalgång. Något S om Svaneelvs mynning (Fig. 8, 1) utbre-

---

[1]) N. G. U. 4, p. 92.

[2]) Finmarkens Amt, p. 150.

der sig en svagt vågig slätt af lerfin, grå sand. Dess periferiska delar mot W intagas af sanka torfmarker. Begränsningslinjen är på denna sida i regeln täckt af ras. SE om Skonsvikelv fortlöpa däremot tvenne välutvecklade strandlinjer, hvilka dels fixerats i morän, dels i bärgklyft. Den lägre terrassen, som begränsar slättens inre delar, når 29 m (a). Ur dess strandbädd framsticka flerestädes bränningsvittnen. Den omedelbart ofvanför denna utbildade terrassen, 38 m (a), var på observationsstället 25 m bred och abraderad i skiffer. Dessa två strandlinjer varsnas äfven rundt dalsänkans yttre delar.

S om Skonsviken (Fig. 8, 2), öfverlagras klapperåkern här och hvar af låga, f. d. m. bundna dynkedjor, hvilka sträcka sig 0,75 km in mot land. I en vinderoderad kant iakttogs vidstående profil, fig. 9.

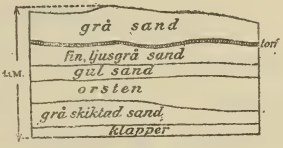



Fig. 9.

Välutpräglade strandlinjer mättes sålunda vid:

38 m
29 m

Marina gränsen kunde ej bestämmas.

## Svartneshaug.

Vidpass 1 km i E från Svartneshaug och lika långt från hafsstranden, se fig. 8, 3, ligger den tvärbranta bärgfoten i genomsnitt 29 m (a). Groteska, gamla strandklippor, mellan hvilka ligga smärre klapperackumulationer, resa sig fristående vid densamma.

Omedelbart ofvanför bärgfoten har en 25 bred sete abraderats i den gröna skiffern vid 40 m (a). Äfven på denna kvarstå fantastiska raukar.

Den högsta, flacka bärgterrassen, några 100 m E om föregående ställe, når 58 m (a). Där klapperstenar sticka fram ur terrassens torfmantel äro de mycket starkt vittrade.

Strandbildningar finner man ej ofvanför sistnämnda terrass, men en fix högsta bränningsgräns lyckades jag ej fastställa.

Under hvarandra ligga sålunda strandlinjer vid

58 m
40 m
29 m

## Berlevaag.

H. Reusch [1]) och A. Helland [2]) omnämna strandbildningar vid Berlevaag.

Bukten uppfylles af undulerande klapperåkrar, hvilka sträcka sig mer än 1 km in öfver land. I SW från fiskarbyn, se fig. 8, 4, ligger en sänka, i hvars moränfyllning har abraderats en serie terrasser, af hvilka de lägre belägna korrespondera med seter i bärget på sänkans nordsida. Här mättes:

55 m (a.). En kort abrasionsterrass i grus. Denna bestämning är att uppfatta som ett minimimått för motsvarande hafsstånd, ty flytning synes senare hafva ägt rum i den vattensjuka marken.

39 m (a.). En kort bärgsete. Den motsvaras af en nedäten grusterrass vid c. 40 m (a.).

28 m (a.). En kort bärgsete i klippudden rakt W om kyrkan. Klippväggen reser sig brant c. 10 m öfver densamma. Vid motsvarande höjd utbreder sig en grusterrass i dalfonden.

22 m (a.). En oskarp abrasionsterrass i grus. Nedanför densamma sänker sig marken flackt mot byn.

Högsta bränningsgränsen kunde ej fixeras. Strandbildningar anträffade jag dock ej ofvanför 55 m terrassen.

[1]) N. G. U. 4, p. 91, 92.

[2]) Finmarkens Amt, p. 148, 150

## Kongfjord och Baasfjord.

Inne i fjordbottnarna utbreda sig serier af klapperackumulationer och abrasionsterrasser, hvilka ställvis korrespondera med bärgseter [1]). Vid mitt besök låg snön ännu kvar så mäktig, att gynsamma nivellement ej kunde utföras.

## Makur.

Strandbildningar vid Makur hafva beskrifvits af H. Reusch [2]) och A. Helland [3]).

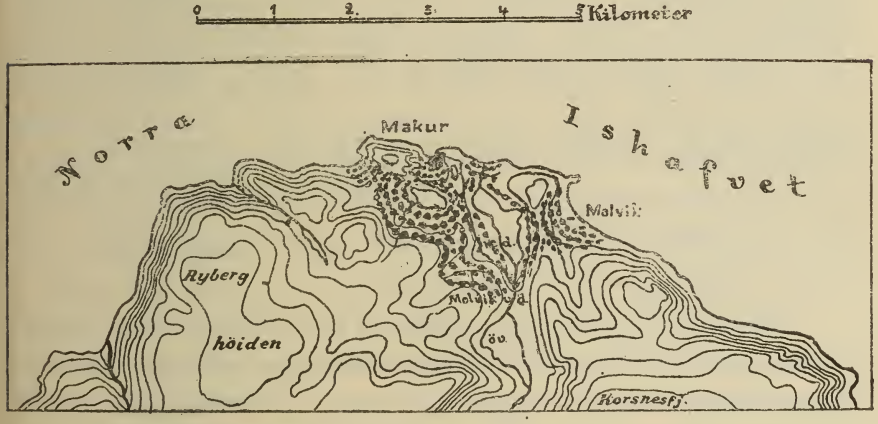



Fig. 10. Trakten kring Makur.
Ekvidistansen mellan isohypserna är 30 m.

Trakten kring Makur ligger fritt exponerad mot Ishafvets hårda angrepp. Den ensliga fiskarbyn omgifves af en steril öken af stenåkrar och nakna klippor och endast spridda grästufvor och dryastorf finna näring. Tillföljd häraf framträda äfven strandbildningarna i naken relief.

Dalen i S från byn är uppfylld af väldiga ackumulationer af utomordentligt väl rundade strandstenar. Det är svårt att ur de

[1]) jämf. H. Reusch, l. c. och A. Helland, Finmarkens Amt, p. 150.

[2]) N. G. U. 4, p. 90, 91. Reusch' vackra fotografi återgifver äfven E. Geinitz i Lethæa geognostica, III, 2 Quartär, p. 110.

[3]) l. c., p. 150.

flacka klapperafsatserna härstädes isolera mätbara terrasser. Tvenne något förhärskande dylika framträda vid 19 m (a.) och 28 m (a.).

I passet hafva vallar af klapper och blockstenar uppvräkts på 37 m (a.) höjd. Dessa gränsvallar uppdämma en liten sjö, 35 m (a.). På sjöns E sida ses i moränen t. o. m. par meter öfver sjön talusbildningar, hvilka knappast kunna tänkas hafva uppkommit genom lacustrin erosion. Ofvanför desamma höjer sig marken ganska flack. Utpräglade stengyttringar utbreda sig vid 47 m (a.).

Mot W och S om sjön sträcker sig en storartad, terrasserad klappermark. I dalströket mellan fjälluddarna längst i W når klappret till 74 m (a.). Straxt ofvanför observationsstället ligger på sydsidan lerig morän, hvilken dock mycket väl har kunnat rutscha ned från den branta fjällsluttningen. Det är nämligen högst antagligt att hafvet fordom öfverskridit den plana, sandiga, ede [1])-liknande grusbryggan, som utbreder sig mellan klipporna på 75 m (a.) höjd, ty på dess västra sida utbreda sig åter från 74 m nivån klappervallar ända ned till hafvet.

Klapperackumulationer sträcka sig från sistnämda ställe i flacka vallar under fjällfoten mot E. Högsta bränningsgränsen är dold under talusbildningar, där den möjligen utvecklats. Rakt S om sjön har vid bäcken en mäktig gränsvall af blocksten uppsköljts vid 73 m (a.).

På bärgudden, som skjuter ut mellan den förstnämnda sjön och nedre Molvikvand, når klappret till 75 m (a.), men ännu 3 m högre förråda därstädes den kvartsitiska sandstenens skikthufvuden tydligt afspolning [2]) Klappern är vid denna nivå mycket starkt angripen, skifferstyckena äro alldeles grusigt vittrade.

Rundt sänkan kring nedre Molvikvand, 29 m (a.), sträcka sig äfven strandbildningar. Oskarpa grusterrasser mättes på W-sidan af sjön vid 44 m (a.) och på E-sidan vid 43 m (a.).

Gångstigens från Nedre Molvikvand till Makur fiskarby passhöjd ligger 59 m (a.). Åt hvardera sidan om vägen utbreder sig på denna höjd en c. 50 m bred klapperhöljd platå, hvilken i successiva låga afsatser höjer sig mot klipporna i N och S.

[1]) A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche II, p. 563. Eide.

[2]) Se Reuschs fotografi.

SW om Nedre Molvikvand återfinner man den högsta strandlinjen i form af en fortlöpande, 6 à 10 m bred, klapperhöljd bärgterrass, 74,5 m (a.). T. o. m. 2 à 4 m öfver terrassfoten äro klipporna sköljda.

I passet mellan Nedre Molvikvand och Molviken utbreder sig mellan klipporna en bred, af strandstenar täckt platå vid 60 meters (a.) höjd. Ur densamma reser sig en liten bärgknös, på hvilken klapperstenar uppkastats till 65 m (a.).

Makur-Molviken omslutes af vackra, amfiteatraliskt anordnade strandbildningar. Terrasserna äro utbildade dels i bärgklyft, dels i grus, och på de lägre kvarstå underbart formade, isolerade pelare och klippruiner. Rakt W om gårdarna nå seterna resp. 15 m 35,5 m och 45,5 m (a.).

Dominerande strandlinjer föreligga sålunda i Makurtrakten vid följande nivåer, nämligen vid:

| Makur fiskarby | Nedre Molvikvand. | Molviken. |
|---|---|---|
| M. G. 74 m, 75 m | 74,5 m | — |
| — | 59 m | 60 m |
| 47 m | 44 m | 45,5 m |
| 36 m | — | 35,5 m |
| — | — | 15 m |

## Sylteklubben (Fig. 11).

Mellan Sylteklubben och den höga klippan längre ute på udden sträcker sig en plan moränbrygga af något mer än 100 m bredd och 250 m längd. På hvardera sidan om densamma hafva i de branta moränsluttningarna abraderats serier af terrasser, hvilka korrespondera med mer eller mindre välbibehållna seter i fjällväggarna.

På S-sidan mättes under hvarandra följande strandbildningar.

83 m (a.). Krönet af en mäktig barriär af rullstenar och klapper, hvilken bildar bryggans sydrand. Innanför densamma utbreder sig en nästan horisontal grusyta vid 81 m (a.). Jämföres observa-

tionen med mätningarna på N-sidan återfinner man ej, som man skulle vänta sig, bärriärens motsvarighet. Det är därför troligt, att densamma upptornats af packisen under stark E-storm vid tillstötande springflod.

50 m (a.). En kort abrasionsterrass i grus.

39 m (a.). En 25 m bred terrass täckt af klapper och strandgrus.




Fig. 11. Karta öfver observationslokalerna kring Syltefjord.

16,5 m (a.). En af strandstenar jämförelsevis skarpt fixerad terrass. Den af stenbråtar öfverhopade sluttningen faller svagt nedåt fjorden.

På edets N-sida gjordes följande observationer.

81 m (a.). Högsta klappervallen. Marken sänker sig i små vallar och terrasser till en skarp gruskant vid 72 m (a.). Från densamma stupar en brant grusbrink ned till följande terrass.

38 m (a.). En s. k. terran sete [1]). Terrassen har påtagligen abraderats i fjällklyft, ty i yttre kanten, 31,5 m

[1]) M. A. Hansen, l. c., p. 257.

(a.), framträda utmed en sträcka af omkr. 200 m afnötta skikthufvuden af sandsten.

16 m (a.). En skarp terrass. Nedanför densamma utbreder sig en vidsträckt stenåker, hvilken når ned till hafvet. Nära terrassfoten resa sig tvärbranta klippelare af storartade dimensioner, hvilkas abraderade toppytor nå upp till jämnhöjd med föregående terrass.

Välpreparerade strandlinjer hafva således utvecklats vid följande nivåer, nämligen:

| På N-sidan. | På S-sidan. |
|---|---|
| 81 m | 83 m |
| — | 50 m |
| 38 m | 39 m |
| 16 m | 16,5 m |

Ofvanför 83 m ackumulationen kunde jag ej finna strandbildningar, hvarför densamma synes representera M. G.

Älfmynningen i Russevik omslutes af skarpa grusterrasser vid nivåer, hvilka påtagligen korrespondera med de nyssbeskrifna vid Sylteklubben.

## Syltefjord.

Kring bukten vid fiskarbyn utbreda sig kilometervida fält uppfylda af rundblock och klapper af röd sandsten, se fig. 11.

Rakt N om byn höjer sig en jämförelsevis brant sluttning, hvarest i uppstigande följd gjordes följande observationer.

Några 100 m från fjordstranden löper en väl markerad abrasionsterrass i grus, 17,5 m (a.). Härifrån uppåt följa serier af ackumulationsvallar, och ofvanför desamma har af hufvudstora, välrundade strandstenarna utbildats en nästan horisontal terrass, 28 m (a.). Högre uppe utbreda sig nya ackumulationsvallar och korta klapperterrasser. Ytterranden af en utpräglad terrass har utvecklats vid 43 m (a.). Terrassens fot var snöhöljd vid observationstillfället.

Ända till denna höjd förete de framstickande sandstensklipporna ganska friska ytor. Men högre uppåt är materialet af-

gjordt starkare vittradt. En del klapperstenar äga därjämte en egenartad, koncentriskt-skalig afsöndring. Detta, det enda ställe på Varangerhalfön där jag sett en dylik deskvamation, vettar mot S. Det är därför ganska troligt, att fenomenet är förorsakadt af temperaturväxlingar, nattfrost alternerande med insolation [1]).

Från ytterranden af följande terrass, 66 m (a.), blir backens dosering flackare. I sluttningen framstå tvenne breda klappervalkar vid resp. 69 m (a.) och 73 m (a.). Bränningsgränsen yttrar sig här som en terrass, 77 m (a.), ofvanför hvilken reser sig en c. 1 m hög grusbrink. I foten ligga framsköljda block, men ofvanför densamma ett kaotiskt hopadt, osorteradt morängrus.

På älfvens N-strand når den lägsta grusterrassen 18 m (d.).

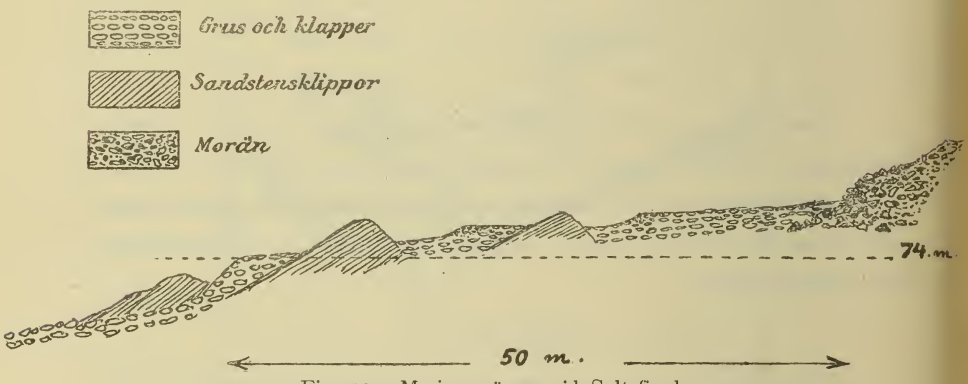



Fig. 12. Marina gränsen vid Sylteſjord.

S om älfven sträcker sig ett stycke innanför fjordstranden och utmed densamma en mindre, vinderoderad dynkedja, hvilken gifvetvis dikterat buktens namn, Sandfjord.

Några 100 m S om dynkedjan löper en bred, af strandstenar uppbyggd gränsvall, 47 m (a.). Innanför densamma utbreder sig en c. 175 m bred, åt sidorna utdragen torfmark, hvars innerrand når c. 50 m (a.). S om denna vidtaga åter vidsträckta åkrar och gärden af vittrade, välrundade strandstenar och klapper.

Maximala transgressionsnivån har c. 1 km SW om byn

[1]) jämf. J. Walther: Das Gesetz der Wüstenbildung, p. 29. Berlin 1900 och F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, p. 92. Hannover 1901.

kvarlemnat en mycket karaktäristisk anordning, som återgifves af skissen, fig. 12.

Här och hvar på terrassen framstå skikthufvuden af röd sandsten, hvilka oaktadt atmosfäriliernas påkänning ännu tydligt visa vågnötta former. Innanför kanten, 74 m (a.), sträcka sig utmed terrassen tvenne små ansvällningar af hårdt packadt strandgrus och smärre klapperstenar vid resp. 75 och 76,5 m (a.). Öfver foten reser sig en låg blockbrant, ofvanför hvilken moränen är osköljd och osorterad.

I Syltefjordtrakten förhärska sålunda strandlinjerna vid följande nivåer, nämligen:

| På älfvens N-sida. | S om älfven. |
|---|---|
| M. G. 77 m | M. G. 79 m |
| 43 m | 50 m |
| 17,5 m—18 m | — |

## Syltefjord-Nordfjord.

I den brant sluttande moränbacken på vikens N-strand, se fig. 10, har en serie vackra abrasionsterrasser utvecklats. Här mättes under hvarandra:

80 m (a.). En 20 m bred, flack grusterrass, hvilken täckes af starkt vittrad klapper. Öfver foten reser sig en låg brant af knytnäfs- och hufvudstora stenar. Högre uppe kan man ej spåra sköljning i moränen, som ligger regellöst hopad i högar. Denna terrass representerar sålunda marina gränsen.

60 m (a.).
56 m (a.). Korta abrasionsterrasser.

51 m (a.).
41 m (a.). Skarpt utvecklade, breda grusterrasser.

33 m (a.).
23 m (a.). Korta terrassafsatser i grus.

18 m (a.). En skarpt utvecklad abrasionsterrass i omlagrad morän. Från densamma sänker sig en vallig klappermark ned till fjordstranden.

Strandbildningarna vid följande nivåer dominera sålunda:

M G. 80 m
51 m
41 m
18 m

Terrassernas fortsättning kan man följa äfven annorstädes kring fjordbuktens inre delar.

## Inre Syltevik.

På Syltefjords E-strand äro klipporna mycket branta och stupa i regeln från mer än 200 m höjd ned i sjön. Strandmärken hafva ej utbildats i desamma. Endast vid fjordmynningen anträffas system af abrasionsterrasser i de båda Syltevikarnas moränfyllning. Fig. 11.

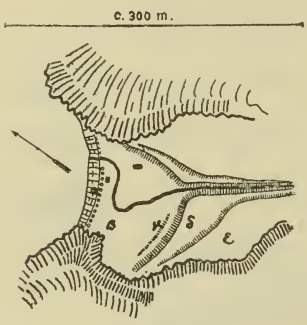



Fig. 13. Ögonmåttskiss öfver Inre Syltevik.

I Inre Sylteviken, se fig. 13, har på S-sidan om älfven upptornats en mäktig blockvall, ($\alpha$.), vid 7 m (a.). Densamma afdämmer en mindre lergöl $\beta$. Inåt dalen sträcker sig en flack mark, i hvars lägre delar ligger en mager lera. Högre uppe anträffas sandigt grus med till hälften framsköljda block i ytan. Sänkan begränsas af en c. 20 m hög, utomordentligt brant grusbrink. Utmed foten af densamma sträcker sig en 20 m bred, konvex grusvalk, hvilken synbarligen uppkommit vid ras under postmarin tid. Valkfoten, $\gamma$, når 11 m (a.) och dess krön 16 m (a.). Ofvanför brinken anträffas tvenne abrasionsterrasser i grus.. Den lägre, $\sigma$, 39,5 m (a.), är mycket flack och sandig. Den högre terrassens innerrand, c. 45 m (a.), är täckt af nedrasade block och grushopar. Terrassbädden, $\varepsilon$, är torfklädd och stora block ligga glest spridda på densamma. Ytterranden, 43 m (a.), är i W abraderad i fjällklyft.

Terrasserna genomskäras af älfravinen. Längs dess branter sträcka sig flodterrasser, hvilka korrespondera med de högre abrasionsterrasserna.

Strandlinjer mättes sålunda vid nivåerna:

c. 45 m
39,5 m

## Havningberg.

W om fiskarbyn hafva storartade seter utbildats i den branta fjällklinten, som sträcker sig utmed hafsstranden några

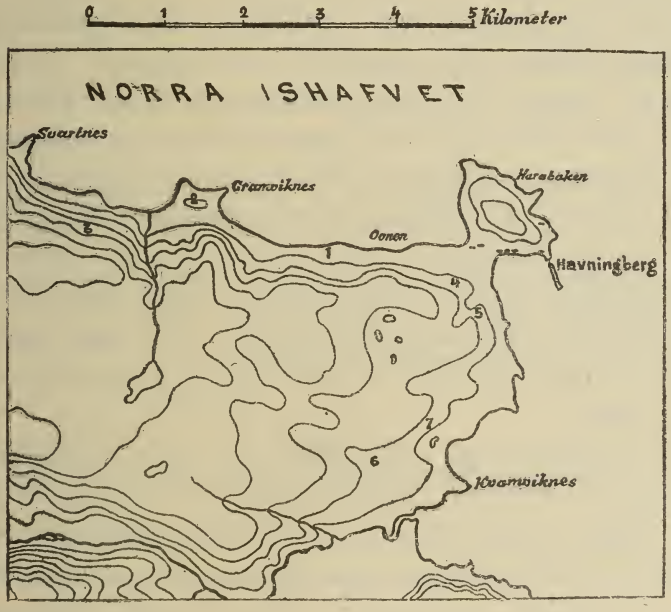



Fig. 14. Karta öfver trakten kring Havningberg. Ekvidistansen mellan isohypserna är 30 m.

100 m innanför densamma. Sandstenarna stryka här N55°E och stupningen är f. d. m. sydlig, hvarför skikten snart abraderats genom brottsjöarnas underminerande kraft. Till följd af stratifikationsförhållandet äro seterna bäst utvecklade på de grunda bukternas ostsida, under det att de äro otydliga på den västra.

Mellan Ovnen och Gamviknes utbreder sig en väl 250 m bred klapperåker, se 1 i fig. 14, hvilken når fram till klippfoten, 16 m (a.). Något under denna nivå ligger grottan Ovnen, en af hafvet utvidgad, enligt uppgift c. 50 m djup fjällrämna. I östra

vrån af bukten skjuter en låg bärgudde ut c. 10 m från fjällfoten. Mellan denna udde och några horisontalt abraderade, fristående klippelare sträcker sig en klapperbrygga. Detta system motsvarar förmodligen ett transgressionsskede, under hvilket hafvet nådde 3 m öfver fjällfoten.

I klippbranten innanför klapperåkern har en 7 m bred, torftäckt bärgterrass abraderats. Foten, c. 46,5 m (a.), är öfverrasad.

Den högsta bärgterrassen ofvanför den föregående är på de tillgängliga ställena starkt denuderad och öfverrasad. Vid några klippuddar i buktens midt når densamma 69 m (a.). Flere meter ofvanför denna höjd vittna dock klippornas relativt jämna former om forntida glättning, under det att desamma högre uppe äro grusiga. 69 m är sålunda att uppfatta som en minimigräns för maximala marina transgressionsnivån. Seten täckes till större delen af ett 0,75 m mäktigt torfskikt, under hvilket, anmärkningsvärdt nog, de knytnäfsstora, välrundade klappstenarna äro endast föga vittrade. I den östra vrån resa sig på terrassen tvenne små, starkt vittrade raukar.

Vid Gamviknes går telegraflinjen fram äfver en svagt hvälfd klappermark, 2 i fig. 14. Passpunkten, 38,5 m (a.), synes representera kulmen af en abrasionsyta, ty utmed platformens västra ytterrand, 37 m (a.), sticka afnötta sandstensklippor fram. Från klippfoten nedanför den senare, 21 m (a.), sträcker sig en flack, undulerande stenåker ned till hafsstranden.

Mellan Gamviknes och Svartnes utmynnar en dalsänka genomfluten af en liten älf, som nedskurit en djup fåra i dalens grusfyllning. W om denna, 3 i fig. 14, mättes präktiga bärgterrasser under hvarandra vid följande nivåer.

76 m (a.). En 15 m bred, flack, svagt torftäckt sete. Här och hvar ligga stora, nedrasade stenblock spridda på ytan. Terrassen sträcker sig fram mot W c. 0,5 km nästan snörrätt. Denna terrass representerar marina gränsen, ty högre uppe fann jag ej spår efter marin transgression.

47,5 m (a.). Korta seter abraderade i klippuddar.

37,5 m (a.). En 10 m bred, mycket väl utvecklad bärgterrass. Ryggklippan reser sig tvärbrant 8 m öfver foten.

20 m (a.). Fjällfoten. Från densamma sänker sig ett blockfält ned till hafsstranden.

På ravinens ostsida, rakt S om älfmynningen, hafva utvecklats terrasser, hvilka korrespondera med de nyss beskrifna. En klapperterrass, hvars fortsättning delvis abraderats i fjället, når 48,5 m (a.). Ofvanför denna utbreder sig en grusplatårest vid 73 m (a.), vid hvars innerrand reser sig en 2 m hög vall af stora strandstenar.

I en klippvik, 5 i fig. 14, med pejling S30°W från kyrkan, mättes under hvarandra följande strandbildningar:

73 m (a.). Högsta synliga klappern på en flack abrasionsterrass. Bestämningen är endast ett minimivärde för maximala transgressionsnivån, ty foten var snötäckt.

40 m (a.). En kort grusterrass.

17,5 m (a.). En nästan horisontal rullstensplatå.

I en grusbacke mellan tvenne bärguddar något W om föregående, 4 i fig. 14, nivellerades strandterrasser vid följande nivåer:

76,5 m (a.). Marina gränsen, hvilken äfven här har utpräglats genom samma karaktäristiska anordning, hvilken tidigare beskrifvits från Syltefjord, fig. 12, p. 40. Vid angifna höjd reser sig en 1—2 m hög blockvall, ofvanför hvilken moränen är osköljd. Under vallen utbreder sig en 15 m bred terrass. Mellan ytterranden, 72 m (a.), och blockvallen återfinner man äfven här tvenne korta, packade grusvalkar vid resp. 74 och 75 m (a.).

59 m (a.).
55,5 m (a.). } Tvenne korta abrasionsterrasser.

49,5 m (a.). En jämförelsevis djupt abraderad grusterrass, utmed hvars fot löper en strimma af anrikade moränblock.

38,5 m (a.).
29 m (a.). } Grusterrasser.

14 m (a.). En klapperterrass.

Passpunkten af näset, som förenar bylandet med fastlandet, Sjovikhalsen, når 12,5 m (a.).

Harbakens topp når enligt topografkartan 77 m och 2 m under densamma sträcker sig utmed bärgets S-sida en 2 m hög, platt vall af hufvudstora strandstenar. Nedanför och parallelt med den föregående löper en flack ackumulationsvall, hvars krön når 62 m (a.).

NW om kyrkan har i en bärgvinkel abraderats en grusterrass vid 50 m (a.).

Landskapet S om Sandfjordelv observerades endast på afstånd. En vindrifven dynkedja buktar där fram parallelt med hafsstranden och c. 200 m från densamma. I bärgstuporna, hvilka begränsa sänkan åt SE, ser man terrasser vid relativa höjderna 2 : 3 : 5 öfver slätten.

N om älfven utbreder sig en vidsträckt, mot N stigande flack mark täckt af böljande åkrar och gärden af strandstenar.

Omkring 1 km W om Kvamviknes, 6 i fig. 14, utmynnar en ravin. Densamma är till c. 12 meters höjd fördämd af en strandstensbarriär, hvars krön når c. 70 m (a.). Senare har barriären på midten genombrutits ända till bottnen af en numera sinad älf. Högsta bränningsgränsen kunde ej fastställas.

Några 100 m N om sistnämnda ställe utmynnar en dal. En från densamma kommande nu torrlagd erosionsfåra har genombrutit alla nedanför belägna ackumulationsvallar, tills den plötsligt upphör vid inre basen af en 2 m hög, välbibehållen rullstensgränsvall, 40,5 m (a.).

C. 0,5 km W om Kvamvik afdämmer en dylik 2 m hög gränsvall en långsträckt lagun, 20 m (a.). Strax E om den föregående har en 1,5 m hög klappervall afsnört en andra liten sjö.

NW om Kvamvik mättes på bärgsluttningen under hvarandra terrasser vid följande nivåer:

78,5 m (a.). En 15 m bred grustäckt bärgterrass, hvilken representerar marina gränsen. Vid innerranden reser sig den typiska blockbranten, ofvanför hvilken gruset är osköljdt och osorteradt. Mellan denna och ytterranden, 73 m (a.), återfinnas de karaktäristiska grusvalkarna vid resp. 75 och 78 m (a.).

51 m (a.). En väl utvecklad terrass, i hvars kant, 48,5 m (a.), abraderade sandstensskikt sticka fram.

41 m (a.). } Abrasionsterrasser i klyft, på hvilka talrika
17,5 m (a.). } bränningsvittnen resa sig.

Sammanställas mätningarna i omgifningen af Havningberg synas följande förhärskande strandlinjer korrespondera:

| 1. | 2. | 3W. | 3E. | 4. | 5. | Harbaken. | 6. | 7. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| > 69 m | — | 76 m | c. 73 m | 76,5 m | > 73 m | 75 m | > 70 m | 78,5 m |
| — | — | — | — | 59 m | — | 61 m | — | — |
| 46,5 m | — | 47,5 m | 48,5 m | 49,5 m | — | 50 m | — | 51 m |
| — | 38,5 m | 37,5 m | — | 38,5 m | 40 m | — | 40,5 m | 41 m |
| 16 m | 21 m | 20 m | — | 14 m | 17,5 m | — | 20 m | 17,5 m |

## Vardö.

Strandbildningar i Vardötrakten hafva, tidigare beskrifvits af Pater Hell [1]), Biot, Liouville och É. de Beaumont [2]), A. Th. von Middendorff [3]), v. Maydel [4]), P. B. du Chaillu [5]), K. Pettersen [6]),

[1]) anförd af Helland, l. c.

[2]) Mémoire relatif aux lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark. Voyages etc . . . sur la corvette La Recherche 1838—40. Tome I, partie 1, p. 8.

[3]) Anikiev, eine Insel im Eismeere. Bull. Acad. Imp. Sc. St.-Pétersbourg 1860. II. p. 155.

[4]) Отчетъ по работамъ въ экспедиціи къ мурманскому берегу. Записки Имп. Русскаго Географическаго Общества. Томъ 4, p. 497.

[5]) Midnattssolens land. Bd. II, p. 188. Örebro 1883.

[6]) Arctis. G. F. F. II, p. 135.

H. Reusch [1]), H. W. Feilden [2]), Ch. Rabot [3]), J. Holmboe [4]) och A. Helland [5]).

Kring bukten mellan Domenfjeld och Smelroren, 1 i fig. 15, sluter sig en väldig strandstensåker af en half mils längd [6]). Klappervallar hafva därstädes uppdämt talrika försumpade lagunstrimmor och långsträckta sjöar. I centrum resa sig några vilda bränningsvittnen och i bukten mellan Svartneset och Smelroren ringla ansenliga dynkedjor långt in öfver land. Dessa äro de enda afbrott, vid hvilka blicken dröjer, då den glider öfver den sterila strandöknen.

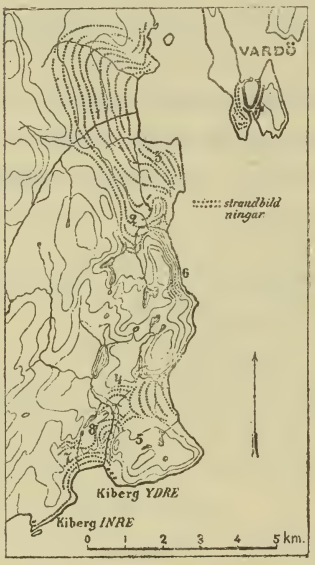



Fig. 15. Karta öfver strandbildningar mellan Vardö och Kiberg. Ekvidistansen mellan isohypserna är 30 m.

På Domens NW-sida, 2 i fig. 15, mättes basen af den högsta ackumulationsvallen vid 75 m (a.). Nedanför densamma utbreda sig tvenne abrasionsterrasser i grus vid resp. 64,5 och 61 m (a.). Den sistnämnda öfvergår åt N i en vidsträckt flack sandplatå, på hvars yttre del vid 52 m (a.) anträffas talrika block af Sydvarangers pressade, gulröda, medelkorniga porfyrgranit.

C. 0,5 km N om Domen mättes på en bärgssluttning vid hafsstranden under hvarandra följande strandbildningar:

44 m (a.). En klapperklädd bärgsete, på hvilken talrika bränningsvittnen resa sig.

[1]) N. G. U. 4, p. 87—89.

[2]) Notes on the Glacial Geology of Arctic Europe and its Islands. Q. J. G. S. 52, p. 724.

[3]) Au Cap Nord, p. 247. Paris 1898.

[4]) Om faunaen i nogle skjælbanker og lerlag ved Norges nordlige kyst. N. G. U. 37, p. 27—33.

[5]) Finmarkens Amt, p. 150.

[6]) Se Reuschs fotografi, l. c., p. 88, äfven reproducerad af E. Kayser i Lehrb. d. Geologie, I Teil, Stuttgart, 1905, p. 446.

33 m (a.).
21 m (a.). } Tvenne klapperterrasser stödda mot branta klippor.

Vid Domens SE-sida, 6 i fig. 15, ligger i en mycket svår trafikerbar klippravin ett fågelbärg. Högst utbreder sig därstädes en kort, oskarp, klapperklädd terrass vid c. 75 m (a.). Nedanför den sistnämnda anträffas en sete, 56 m (a.), och en bärgafsats vid 39 m (a.), hvilken senare troligen representerar en abrasionsterrass.

*Kiberg.* På S-sluttningen af bärgshöjden SE om Kibergvand och något mer än 1 km västvart från Molviken, 4 i fig. 15, mättes uppifrån nedåt följande strandlinjeserie:

77 m (a.). Marina gränsen, utmärkt af en horisontal gördel af starkt vittrad klapper.

I tuben föll den motsvarande blockbranten på bärget Forsens N-sida, 5 i fig. 15, någon m högre.

74 m (a.). En oskarp bärgsete.

55 m (a.). Ytterranden af en grusklädd bärgterrass, på hvilken smärre raukar kvarstå. Foten, som vid observationstillfället var snötäckt, når enligt uppskattning 57 m (a.).

47,5 m (a.). Basen af en 2 m hög och 20 m bred ackumulationsvall. Under densamma utbreder sig en flack torfmyr.

Vidpass 0,5 km ENE om föregående observationspunkt sticker en bärgudde ut mot dalsänkan. På dennas SE-sluttning mättes under hvarandra följande strandbildningar:

c. 73 m (a.). Högsta klapperackumulationen.

66,5 m (a.).
64,5 m (a.). } Tvenne horisontala klapperterrasser.

58,5 m (a.). En 50 m bred, myrklädd grusterrass. En platt klappervall bildar dess ytterrand, 56 m (a.)

Under denna terrass utbreder sig en sumpig torfmyr.

Mellan de dominerande strandbildningar, hvilka mättes i trakten Vardö—Kiberg, synes följande ekvivalens äga rum:

| | 2. | 4E. | 5. | 4W. | 6. |
|---|---|---|---|---|---|
| M. G. | 75 m | 77 m | 77 m | 73 m | 75 m |
| | 64,5 m | — | — | 66,5 m | — |
| | 61 m | — | — | 64 m | — |
| | — | 57 m | — | 58,5 m | 56 m |
| | 44 m | 47,5 m | — | — | — |
| | 21 m | — | — | — | — |

## Varangerfjordens nordstrand.

### Yttre Kiberg.

Strandbildningar vid Kiberg anföra Vargas Bedemar [1]), Ch. Rabot [2]), H. Reusch [3]) och A. Helland [4]).

I backen W om den lilla bäcken, som utmynnar i Yttre Kibergbukten, utbreda sig strandbildningar under hvarandra, se 7 i fig. 15. Här mättes:

83 m (a.). En horisontal, mindre grusplatå strax N om de små bärghymplarna. Mellan desamma sträcker sig en horisontal rullstensbrygga vid 76 m (a.). De högsta ackumulationsvallarnas krön nå sammastädes resp. 78 och 79 m (a.).

Marina gränsen kan ej här fixeras. Ofvanför 83 m grusplatån finner man emellertid inga på forntida marin transgression tydande bildningar.

74 m (a.). En kort bärgsete mot E öfvergående i en flack, liten grusplatå.

55 m (a.). En af starkt vittrad klapper täckt abrasionsterrass i grus.

---

[1]) Reise nach dem hohen Norden durch Schweden, Norwegen und Lappland in den Jahren 1810, 1811, 1812 und 1814. Bd. II, p. 132.

[2]) Au Cap Nord. Itinéraires en Norvège, Suède, Finlande, p. 267.

[3]) l. c., p. 86, 87.

[4]) l. c., p. 150.

48 m (a.). Ett välutveckladt strandlinjesystem mellan tvenne mot S framskjutande klippor. I klippornas uddar hafva abraderats seter, nämligen i den västra vid 47 m (a.) och i den östra vid 48 m (a.). Mellan dem sträcker sig i en grund båge en mäktig ackumulationsvall, hvars krön på midten når 51 m (a.).

35 m (a.). En kort abrasionsterrass i grus.

18,5 m (a.). Den lägsta dominerande abrasionsterrassen i grus. Upp till den sistnämnda har en räcka af små, vinderoderade sanddyner vältrat sig. Här och hvar har den t. o. m. öfvertäckt terrassens fot.

Den barspolade toppen af det bärg, 8 i fig. 15, vid hvars S-ända de beryktade Svenskestenerne [1]) ligga, når 77 m (a.). I NW. sidan af detsamma hafva breda bärgterrasser abraderats vid resp. 73 och 62 m (a.). På dem resa sig talrika små bränningsvittnen.

W om Kibergelv och c. 0,5 km från dess mynning sträcker sig en mot bärget stödd klapperterrass vid 19,5 m (a.) utmed detsamma.

Vid Yttre Kiberg synas sålunda följande välutvecklade strandlinjer motsvara hvarandra:

| | 7. | 8. |
|---|---|---|
| M. G. | < 83 m | > 77 m |
| | 74 m | 73 m |
| | — | 62 m |
| | 48 m | — |
| | 18,5 m | 19,5 m |

## Falkeflauget.

På SE-sluttningen af höjden i fråga mättes i nedstigande följd strandlinjer vid nivåerna:

85,5 m (a.). M. G., utbildad i form af en bred, jämn abrasionsterrass i grus. Ofvanför densamma är moränen osköljd.

[1]) Se Reusch's fotografi, l. c., p.86.

c. 76,5 m (a.). En grusterrass, hvars fot är nedäten och öfverrasad.

70,5 m (a.). En kort, otydlig grusterrass.

c. 50 m (a.). En vidsträckt, sank myrmark sträcker sig på denna nivå utmed höjdens fot.

På E-sidan om den lilla bäcken, som utfaller i bukten mellan Kramvik och Svartnes, har några 100 m från hafvet på 18,5 meters (a.) höjd upptornats en 2,5 m hög klappervall.

### Troldelven.

E om älfven skjuter en fjälludde mot S. På dennas SE-sluttning gjordes i nedstigande serie följande mätningar.

84,5 m (a.). Ytterranden af en kort, nedäten abrasionsterrass i grus. Högre uppe anträffade jag ej spår efter marin transgression.

77 m (a.). Kort grusterrass, åt sidorna öfvergående i bärgterrass.

66 m (a.).? Bärgsete, på hvilken kvarstå flera klippelare. Härifrån sänker sig den af en 300 m bred, undulerande klapperstensåker täckta marken till 41 m (a.).

26 m (a.). Innerranden af en c. 250 m bred af strandstenar täckt mark, hvilken sträcker sig ned till 13,5 m (a.).

9 m (a.). En klapperterrass vid fjordstranden.

På fjällets W-sida nivellerades under hvarandra strandbildningar vid följande nivåer:

79 m (a.). Abrasionsterrass i grus. En 20 m bred erosionsfåra upphör vid densamma.

62 m (a.). Abrasionsterrass i grus. Dessa båda terrasser öfvergå mot E i bärgseter.

c. 49 m (a.). En nedäten grusterrass.

39 m (a.). En abrasionsterrass i morän, vid hvilken en bred erosionsdal utmynnar.

28 m (a.). Innerranden af en myrmark, hvilken i flacka vallar sänker sig mot fjordstranden.

## Komagvær.

På Monselvens W-sida mättes uppifrån nedåt följande serie strandbildningar:

85 m (a.). En blockvall vid innerranden af en mindre flack grusplatå, hvilken utbreder sig i vinkeln mellan älfven och 136 m höjden [1]). Terrassplatån täckes af horisontalt utdragna strimmor af starkt vittrad klapper. Ytterranden, 78,5 m (a.), är mycket skarp.

Denna terrass betecknar marina gränsen. Högre uppe är moränen lerig och uppdelad i fossila flytvalkar [2]).

71 m (a.). En kort, grustäckt abrasionsterrass. Klipporna stupa brant ned från densamma.

51 m (a.). En kort sete i bärgfoten.

Från den sistnämnda sänker sig en vidsträckt, vallig grusmark till 36 m (a.).

31 m (a.). En kort, klapperklädd abrasionsterrass i grus.

27 m (a.). En skarpt utbildad abrasionsterrass i grusbacken. Från denna sluttar marken flackt ned till fjordstranden.

Monselven har utöfvat en kraftig erosion i den pelitiska skiffern under postmarin tid. Ju högre man kommer, dess djupare blir den kanjonartade fåran. Älfsprången, hvilka ursprungligen uppstått vid terrassernas ytterrand, ligga nu innanför densamma, och dess djupare i terrassen, ju högre den sistnämnda ligger i serien.

[1]) Se Topografisk kart over Norge, Blad Ö 4, Kiberg.

[2]) Se R. Sernander, Flytjord i svenska fjälltrakter, G. F. F. XXVII, p. 42.

De strandlinjer, hvilka nivellerades på de tre sistbeskrifna lokalerna, synas motsvara hvarandra på följande sätt:

| Falkeflauget. | Troldelv SE. | Troldelv W. | Komagvær. |
|---|---|---|---|
| 85,5 m | 84,5 m | — | 85 m |
| < 76,5 m | 77 m | 79 m | 71 m |
| — | 66 m? | 62 m | — |
| c. 50 m | — | c. 49 m | 51 m |
| 18,5 m | 26 m | 28 m | 27 m |

## Kvalneset.

Kvalneset bildas af en bärgrygg, vid hvars fot undulerande grusmarker utbreda sig. Bärgets lägre delar bestå af kvartsit och de högre partierna uppbyggas af pelitiska skiffrar i nästan sväfvande lagerställning. I klippudden hafva ofvanför hvarandra abraderats seter, hvilka mot den i NE belägna gården Kvalnes öfvergå i terrasser abraderade i grus.

Ofvanför gården nivellerades tvenne grusterrasser vid resp. 8 och 11 m (a.). Den öfre korresponderar med en kort sete i bärgryggens yttersta ände.

Utmed bärgets NE-sida sträcka sig tvenne välutvecklade bärgterrasser vid resp. 19 och 28 m (a.).

Ytterst i udden har en sete abraderats vid 38 m (a.). Klippbrinken reser sig brant till en nästan horisontalt abraderad mindre klippa, 46 m (a.), hvilken medels en helt smal, hvass, c. 20 m lång bärgegg sammanhänger med hufvudkomplexen. Kammens krön höjer sig jämnt och svagt mot bärget, hvilket bevisar, att densamma jämte klippan fordom ingått i samma, numera f. ö. denuderade bärgterrass. Klippeggen har synbarligen uppkommit så, att bränningen småningom affasat klippudden från NE och SW. Genombrottet har hindrats genom en emersiv nivåförändring. Klippan står sålunda på öfvergången till en rauk, och anordningen belyser huru dylika bränningsvittnen kunna uppstå.

Den flackt kupolformiga skifferkalotten höjer sig till en liten af dryastorf klädd platform vid kulmen, 65 m (a.). Hafvet har öfversvallat hela bärget.

Utmed bärgets branta SW-sida har en vacker bärgterrass abraderats vid 17 m (a.).

Vid Kvalnes äro sålunda strandbildningarna bäst utvecklade vid nivåerna:

28 m
19—17 m

Mindre skarpt utpräglade äro de terrasser, hvilka utbreda sig vid nivåerna:

> 46 m
38 m
11 m
8 m

## Skalneset.

På Skalhalsens S-sluttning, c. 0,5 km från fjordstranden, mättes under hvarandra följande strandbildningar:

84 m (a.). Ytterranden af en bärgterrass, hvilken betecknar marina gränsen. Foten var snöhöljd och visade sig på nakna ställen denuderad. Från 96 m (a.) utbreder sig uppåt land lerig, fossil flytjord.

70 m (a.). En c. 100 m bred, särdeles flack, sandtäckt bärgterrass. Klippbrinken reser sig tvärbrant till ytterranden af föregående terrass.

58,5 m (a.). Abrasionsterrass stödd mot bärgklinten, hvilken senare reser sig brant till kanten af föregående terrass, 62 m (a.).

20 m (a.). En i blockstenar utbildad terrass c. 200 m från fjordstranden.

## Krampenes.

Mellan fiskarbyn och det E därom belägna Urneset sträcker sig en serie idealt utvecklade strandbildningar, hvilkas like i tydlighet ej står att finna inom Ost-Finmarken. Det mot strandbrämet tämligen brant sluttande bärget uppbygges af mjuka peli-

tiska bärgarter, hvilkas horisontala lagerställning är endast svagt störd. Terrasserna hafva härigenom abraderats djupt och skarpt i fjället och löpa fram under hvarandra flera kilometer nästan rätlinigt.

Följande skiss åskådliggör vertikalprofilen genom strandlinjeserien 2 km NE om fiskarbyn.

Terrasserna utbreda sig därstädes under hvarandra vid följande nivåer:

90 m (d.). En djup, grustäckt abrasionsterrass, hvilken från ytterranden, 87,1 m (d.), svagt stiger mot den till grusighet vittrade, par m höga klippbrinken; jämf.

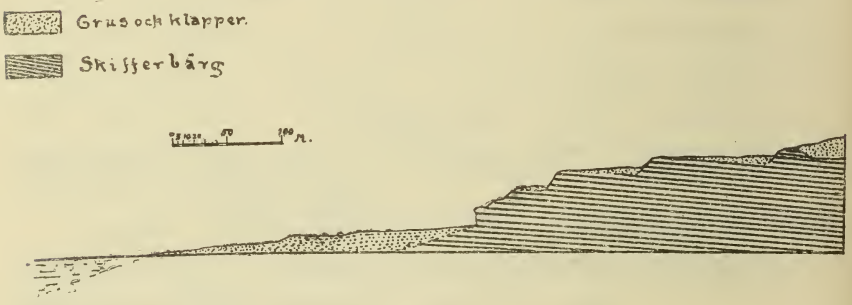



Fig. 16.

tafl. 3, fig. 2. C. 25 m utanför bärgfoten löper parallelt med densamma och vid korresponderande höjd en bred, platt grusvall. I E gör vallen en tvär sväng rundt bärget och har på dess N-sida afdämt ett litet träsk och några förtorfvade försumpningar.

Ofvanför terrassen kan man ej skönja inverkan af hafssvall. Den representerar sålunda marina gränsen.

79,4 m (d.). En jämn, ända till foten torftäckt abrasionsterrass, hvilken under c. 80 meters bredd sänker sig till ytterranden, 73,7 m (d.), se tafl. 1, fig. 1. Hällarna i klippbrinken äro starkt vittrade.

60 m (d.). En gruskläd c. 30 m bred abrasionsterrass. Strandbädden höjer sig jämförelsevis starkt från

den konvexa ytterranden, c. 57 m (d.). Klippbrinken äger både vid denna och den i det följande beskrifna 23 m terrassen en ganska egendomlig byggnad. Den är nämligen uddad så, att grunda vikar och korta bärguddar successivt växla med hvarandra på i genomsnitt c. 40 m inbördes afstånd. Utmed bärgfoten löper en af klapper och strandgrus uppbyggd, platt vall, hvars krön når 60,8 m (d.). I vikarna har vallen afsnört små segmentformade fördjupningar, hvilkas bottnar genomgående befinna sig i samma nivå, 60 m (d.), hvilket tal sålunda betecknar terrassens fot.

Klipporna i brinken äro visserligen afsevärdt vittrade, men visa ännu tydligt rundnötta former.

48,3 m (d.). 40,5 m (d.). Tvenne grunda abrasionsterrasser tätt under hvarandra.

Den lägre terrassen bör tidigare hafva varit betydligt bredare, ehuru den förkortats genom den omfattande abrasion, hvilken senare ägt rum vid 23 m transgressionsnivån. Detta förhållande bevisas af den anordning, hvilken taflan 2, fig. 1 återgifver. Ett erosionssystem upphör vid terrassens fortsättning i bukten N om byn. Den fluviatila erosionens belopp förutsätter, att landet en längre tid bifvit stillastående vid denna nivå, och att följaktligen äfven abrasionen bör hafva uppnått ett motsvarande resultat. I själfva verket utskjuter under erosionssystemet en udde, hvilken motstått den senare abrasionen. Därigenom ökas terrassens bredd till c. 30 m.

23 m (d.). Den skarpt markerade innerranden af det undulerande grusbräm, hvilket utbreder sig mellan fjorden och bärgfoten; jämf. tafl. 1, fig. 2. Klippan reser sig vertikalt från foten till c. 38 m (d.). Utvecklingen af uddar och vikar i densamma är

här ännu mer påfallande än vid 60 m terrassen. Uddklipporna äro jämförelsevis svagt vittrade och förete mjukt svarfvade hålformer.

11,3 m (d.).
4,8 m (d.). } Tvenne svagt framhäfda klapperterrasser.

I bukten NE om Krampenes bilda de lägre terrasserna en storartad amfiteater, se tafl. 2, fig. 2, och förflackas bortom densamma. De högre lederna i serien sträcka sig däremot långt åt E, där de förtona för blicken.

## Store Ekkerö.

Store Ekkerö är en halfö, hvilken förbindes vid fastlandet genom en vid midten 30 m bred och par m hög sandbank. Det norska namnet angifver, att stället under jämförelsevis sen historisk tid utgjort en omfluten ö. Detta stadfäster äfven E. R. Vargas Bedemar's [1]) uppgift, att man på 1760 talet med lastade fartyg kunde segla genom sundet. Ch. Rabot [2]) anför 1884, att springfloden (haute mer) täckte banken. Detta torde i allmänhet icke äga rum. A. Helland [3]) förmodar att banken vore uppvräkt af hafssvall, en uppfattning, hvilken äfven dess topografiska läge bekräftar, i det att vågorna haft tillfälle att ackumulera sanden ur tvenne vida, grunda bukter på hvardera sidan om refveln.

På samma sätt bör väl äfven den långsamt försiggående uppgrundningen i E-delen af Vadsö hamn tolkas.

I de branta skifferklipporna vid öns S-strand hafva goda bärgterrasser abraderats vid resp. 9 och 22,5 m (a.). Från klintkrönet, 47,5 m (a.), höjer sig terrängen långsamt till kulmen af halfön, c. 60 m.

---

[1]) l. c., Bd. II, p. 136.

[2]) Explorations dans la Laponie russe, Bull. d. l. Soc. d. géographie, 7 sér., tome X, p. 448.

[3]) l. c., p. 157.

## Vadsö.

Strandbildningar vid Vadsö hafva beskrifvits af Vargas Bedemar [1]), A. Th. von Middendorff [2]), v. Maydel [3]), P. B. du Chaillu [4]), H. Mohn [5]), Ch. Rabot [6]), H. Reusch [7]), H. W. Feilden [8]), A. Strahan [9]) och A. Helland [10]).

1. På Melkevardens SW-sluttning mättes under hvarandra terrassbildningar vid följande nivåer:




Fig. 17. Kartskiss öfver Vadsö omnejd.
Ekvidistansen mellan isohypserna är 30 m.

80 m (a.). En 6 m bred bärgafsats. Ovisst är huruvida densamma representerar en sete.

78 m (a.). Högsta ackumulationen af starkt vittrade strandstenar omedelbart under föregående afsats. Några 100 m längre mot W har i klappermarken utbildats en grund terrass vid samma höjd.

c. 70 m (a.). Den af klapperstenar och grus täckta markens dosering blir flackare nedanför denna höjd.

26 m (a.). En 50 m bred abrasionsterrass i grus. I ytan ligga talrika, frilagda block.

---

[1]) Reise nach dem hohen Norden in den Jahren 1810, 1811, 1812 und 1814. Bd. II, p. 137.

[2]) l. c., p. 153, 154.

[3]) l. c., p. 497.

[4]) Midnattssolens land. Bd. I, p. 270.

[5]) Bidrag til Kundskaben om gamle Strandlinier i Norge. Nyt Mag. f. Naturviden. Bd. 22, p. 30.

[6]) Au Cap Nord, p. 267.

[7]) Det nordlige Norges geologi, p. 84.

[8]) Notes on the Glacial Geology of Arctic Europe and its Islands. Q. J. G. S. Vol. 52, pg. 724.

[9]) The Raised Beaches and Glacial Deposits of the Varanger Fiord. Q. J. G. S. Vol. 53, p. 147.

[10]) Finmarkens Amt, p. 151.

11 m (a.). Oskarp abrasionsterrass i grusbacken strax innanför landsvägen.

2. På Melkevardenfjällets moränhöljda SW-sida har marina gränsen utvecklats i form af en brant sluttande, c. 50 bred abrasionsterrass. Vid innerranden, 98 m (a.), reser sig en i uddar fram skjutande, 1,5 m hög grusbrant, ofvanför hvilken moränen är osorterad och osköljd. På terrassytan utbreda sig horisontala strimmor af starkt vittrade klapperstenar. Här och hvar framsticka ur densamma afnötta skikthufvud af sandsten och talrika framsköljda block.

Nedanför denna har en grund grusterrass abraderats vid 92 m (a.).

I samma nivå befinner sig Naversvand, enligt topografkartan 91 m ö. h.

3. Vid Naversvandbäcken mättes i nedstigande serie följande terrasser:

80 m (a.). En 25 m bred grusterrass. Orediga klapperackumulationer innanför densamma nå ännu till större höjd.

78 m (a.). En 10 m bred abrasionsterrass i grus.

72,5 m (a.). Grusterrass.

c. 62 m (a.). Basen af en starkt nedäten grusbrink. Nedanför densamma utbreder sig en vidsträckt myr. I brinken hafva sannolikt glidningar ägt rum.

I sluttningen mellan de två sistnämnda terrassbildningarna träffas på sydsidan om Naversvandbäcken den erosionsföreteelse, som den vidfogade, på grund af stegning uppgjorda skissen, fig. 18, återgifver. Fårorna synas mig hafva uppkommit under en tid, då grundvattensytan nådde högre än f. n. och källsprång frambröto på de ställen, där vi nu se fårorna. Senare fördjupades den till vänster på skissen synliga Naversvandbäckens fåra, hvarvid äfven grundvattensytan sänktes, så att den nu synes skära dagytan vid myrens öfre rand. Därigenom blef den gamla källfronten

torrlagd. Skissen belyser sålunda, till hvilken grad det framkvällande grundvattnet förmår denudera grusterrasser.

4. På E-sidan om bäcken, hvilken aftappar Byvand, når myrmark upp till en låg grusbrink vid 65 m (a.). Inanför densamma utbreda sig tvenne grusklädda bärgseter vid resp. 72 och 79 m (a.).

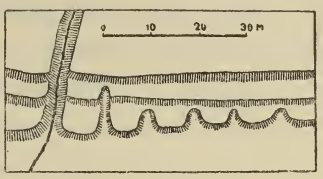


Fig. 18.

5. På SE-sluttningen af Basisfjället B mättes under hvarandra följande strandbildningar.

96,5 m (a.). En 60 m bred grusterrass, hvilken betecknar marina gränsen.

91 m (a.). Nedäten grusterrass.

79 m (a.). Flack, myrklädd grusterrass.

c. 66 m (a.). Nedäten grusterrass.

28 m (a.). Foten af en mäktig klappervall nedanför stadens vattensamlingsbassäng.

I Vadsö-trakten förekomma sålunda mera förhärskande strandbildningar vid nivåerna:

| 1. | 2. | 3. | 4. | 5. |
|---|---|---|---|---|
| — | 98 m | — | — | 96,5 m |
| — | 92 m | — | — | 91 m |
| 80 m | — | 80 m | — | — |
| 78 m | — | 78 m | 79 m | 79 m |
| — | — | 72,5 m | 72 m | — |
| — | — | 62 m | 65 m | 66 m |
| 26 m | — | — | — | 28 m |
| 11 m | — | — | — | — |

## Tomaselv.

Terrassbildningar vid Tomaselv beskrifva H. Reusch [1]), A. Strahan [2]) och A. Helland [3]).

[1]) N. G. U. 4, p. 83, 84.

[2]) Q. J. G. S. 53, p. 147.

[3]) Finmarkens Amt, p. 151.

På älfvens E-strand, se fig. 17, 6, mätte jag under hvarandra följande strandlinjer:

97 m (a.). En låg, horisontal, vallformig anrikning af framsköljda block, hvilken sträcker sig fram nedanför »skihytten». Den representerar marina gränsen, ty högre uppe visar moränen inga spår efter marin inverkan. Marken sänker sig i små afsatser till följande terrass.

92 m (a.). En 50 m bred abrasionsterrass i grus.

77 m (a.). Skarpt utbildad, c. 90 m bred, sandig grusterrass.

68 m (a.). En 30 m bred, något nedäten grusterrass.

55 m (a.). En oskarp grusterrass. Från densamma utbreder sig en undulerande strandmark ned mot fjorden, här och hvar öfvertäckt af myrstrimmor.

## Makkefjeld.

På fjällsluttningens S-sida, c. 1 km. E om Makkenes gjordes följande serie mätningar.

94 m (a.). Högsta klapper- och strandstenshopar stödda mot en låg, tvär klippbrant. Brantens krön sträcker sig ett par 100 m vid i genomsnitt 95,5 meters höjd. Denna regelbundenhet i byggnaden talar för, att krönet möjligen utgör ytterranden af en numera moräntäckt bärgsete. Den leriga moränen, som ligger på den förmodade abrasionsterrassen, är uppdelad i valkar och tungor, hvilket tyder på, att den glidit ned från högre liggande ställen. Först vid 100 m (a.) utbreder sig ursprunglig morän in situ.

85 m (a.). En oskarp klapperterrass.

67,5 m (a.). 10 m bred bärgterrass, ända till foten täckt af klappermantel.

Från denna höjd nedåt äro de af röd sandsten bestående strandstenarna jämförelsevis mindre vittrade.

63 m (a.). Kort klapperterrass.

23,5 m (a.). Storartadt väl utvecklad, 12—20 m bred grustäckt bärgterrass. Klippbrinken reser sig tvärbrant c. 8 m öfver foten. Landsvägen från Vadsö till Tana löper under en sträcka af mer än 1 km på den jämna bärgterrassen, tätt vid branten.

## Paddeby.

H. Mohn[1]) har mätt strandlinjer vid Paddeby.

På bärgssluttningen N om byn nivellerade jag under hvarandra följande terrassbildningar.

c. 98 m (a.). En starkt denuderad bärgterrass. Marken ofvanför densamma är öfverhopad af ett hölstrigt morängrus och därjämte ganska vattensjuk. En högsta bränningsgräns kunde ej fastställas.

80 m (a.). En 20 m bred sete. Klippbrinken reser sig brant c. 18 m öfver foten till ytterranden af föregående terrass.

70 m (a.). } Något oskarpa terrasser abraderade i grus och
58 m (a.). } klapper.

24,5 m (a.). Af hufvudstora blockstenar bildad terrass.

## Karjel.

Från Paddeby sträcka sig under hvarandra vackra bärgterrasser mot WNW ända till Jakobselven.

Omkring 2 km från sistnämnda by och c. 1 km från fjorden mättes den bärgterrasserie, hvilken återgifves af nedanstående, något skematiserade skiss. Den 60 m breda, sandiga 69 m terrassen är mycket vackert utbildad. Vid innerranden löper utmed densamma en gördel af runda blockstenar. På terrassen ligga tvenne block af hvit aplitgranit, (förmodligen från Utsjoki,) hvilka mäta c. 1 m i tvärsnitt. I ytans yttre delar anträffas några

[1]) l. c., p. 31.

trattformiga fördjupningar af c. 1 m tvärsnittsöppning och samma djup.

Högsta bränningsgränsen kunde jag ej fastställa med säkerhet. Moränen ofvanför 92,3 m terrassen ser ut att vara osköljd, men jag kunde ej afgöra om möjligen skridjord förelåg.

## Klubben.

I Klubbviken utmynnar en liten bäck. I grusbacken W om bäcken mättes under hvarandra strandbildningar vid följande nivåer:

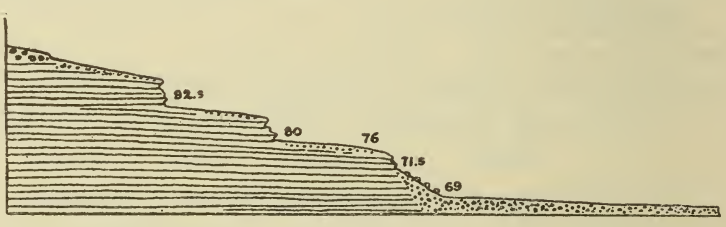



Fig. 19.

82 m (a.). En 10 m bred abrasionsterrass i grus. Foten är ganska starkt nedäten.

C. 10 m ofvanför denna utbreder sig en horisontal, mycket starkt denuderad, kort afsats af c. 75 m längd. Den syntes mig ej härröra af marin abrasion, ty klapper och strandstenar saknades på densamma.

c. 70 m (a.). Grusterrass. Foten är oskarpt utvecklad.

26 m (a.). Skarpt utvecklad grusterrass, mot W öfvergående i bärgterrass.

På bäckens E-sida anträffas motsvarande linjer vid följande höjder:

82 m (a.). Bärgsete. Från dess ytterrand, 78 m (a.), stupar klippan lodrätt ned.

66 m (a.). Högsta klapper når till denna höjd vid den nämnda klippbrantens mindre tydliga fot.

27 m (a.). Grund grusterrass.

## Per-Larsaviken.

Innanför landsvägen har på buktens N-strand vid 27 m (a.) utvecklats en grusterrass, hvilken mot E öfvergår i en kort bärgsete.

I buktens centrum reser sig ett par 100 m från stranden en grusbrant. Från krönet, 77 m (a.), sträcker sig en sandig, flack, mindre grusplatå upp mot dalen. Terrassytan begränsas af bärgfoten vid 85 m (a.).

På N-sidan om landsvägen c. 0,5 km W om viken hafva tvenne bärgseter abraderats i klippväggen. Den lägre, 68,5 m (a.), är 30 m bred. På densamma kvarstå smärre bränningsvittnen. Terrassen ofvanför denna är något denuderad. Spridda klapperstenar och afnötta hällar nå vid dess oskarpa fot 82 m (a.).

Förhärskande strandterrasser hafva sålunda utvecklats vid nivåerna:

85—82 m
68,5 m
27 m

Strandbildningar anträffar man ej ofvanför den högsta af de nämnda terrasserna, men marina gränsen kunde ej bestämmas på stället.

## Mortensnes.

Strandlinjerna härstädes har H. Mohn [1]) omnämnt.

Följande förhärskande terrasser mättes.

1. På S-sidan af fjällhammaren, under hvilken byn ligger och c. 0,5 km W om byn:

95 m (a.). En kort, nedäten terrass i grus. Jag kunde ej säkert afgöra om densamma härrörde af marina agentia.

82 m (a.). En 15 m bred, grustäckt bärgterrass. Foten är något denuderad, ytterranden, 78 m (a.), är däremot ganska tydligt utbildad.

[1]) l. c., p. 31.

70,5 m (a.). En vacker abrasionsterrass i klyft. Bädden sänker sig i två låga afsatser till ytterranden, 65.5 m (a.).

42 m (a.). En otydlig, kort terrassafsats i grus.

26,5 m (a.). En skarpt utbildad, grustäckt bärgterrass, på hvilken landsvägen är anlagd.

2. I dalstråket 1 km W om byn:

68 m (a.). En 20 m bred terrass, hvilken delvis abraderats i grus, delvis i moränkonglomerat [1]). Innerranden är något oskarpt utbildad.

48 m (a.): En kort rest af en skarpt utvecklad bärgterrass.

39 m (a.). Otydlig grusterrass.

28 m (a.). Grusterrass, hvilken mot W abraderats i en intensivt veckad lerskiffer.

3. På Storfjeldets N-sida:

86 m (a.). Ett horisontalt abraderadt klipputsprång af röd sandsten.

82 m (a.). Foten af nämnda klippa. Under densamma utbreder sig en flackt sluttande, undulerande strandgrusmark.

71,5 m (a.). En 25 m bred grusterrass. Marken faller nedåt fjorden i korta terrasser och vallar.

Mellan de vid Mortensnes mätta strandbildningarna, synes sålunda följande ekvivalens äga rum:

| 1. | 2. | 3. |
|---|---|---|
| 95 m? | — | — |
| — | — | 86 m? |
| 82 m | — | 82 m |
| 70,5 m | 68 m | 71,5 m |
| — | 48 m | — |
| 42 m | 39 m | — |
| 26,5 m | 28 m | — |

[1]) H. Reusch. Skuringsstriber og morænegrus eftervist i Finmarken fra en periode meget ældre end »istiden.» N. G. U. Aarbog 1891, p. 68 och N. G. U. 4, p. 31.

Marina gränsen kunde ej fastställas. Högre än vid 95 m fann jag dock inga tecken, hvilka skulle tydt på hafvets forna transgression.

## Næsseby.

Omedelbart innanför landsvägen ligger rakt N om prästgården en mindre bärgknös. I densamma har en bärgsete abraderats vid 24,5 m (a.).

W om sistnämnda ställe utbreder sig innanför landsvägen en långsträckt, myrländt, flack mark, vid hvars innerrand, 23,5 m (a.), en något nedäten grusbrant reser sig. I samma brant har en mindre abrasionsterrass utvecklats vid 50 m (a.).

Bergsbyelvens dalgång omslutes af successiva grusterrasser, af hvilka åtminstone större delen härröra af abrasion. Terrasserna äro i allmänhet ej mätvärda. Den enda dominerande, ett 100-tal m breda terrassen når 70 m (a.). Den högsta terrassen, < 90 m, sträcker sig långt inåt mot bärgen, men täckes af myr och marig skog, som döljer den marina gränsen.

Bäst karaktäriserade äro således strandbildningarna vid nivåerna:

< 90 m
70 m
24,5 m

## Abelsberg.

Vidpass 1 km E om byn, har i grusbacken innanför landsvägen utvecklats en skarp terrass vid 27 m (a.).

Abelsberg består af röd sandsten, hvilken stupar c. 30° N. Stratifikationen har sålunda gynnat abrasionen. Utmed bärgets SW-sida sträcka sig äfven tvenne välutvecklade seter. Den högre är 20 m bred. Vid dess innerrand, 84 m (a.), har en c. 0,5 m hög vall af blockstenar ackumulerats. Den lägre terrassen, 71 m (a.), är 25 m bred.

Dessa båda terrasser sträcka sig i en vid båge fram åt väster till Aldoaivi.

I trakten af Abelsberg anträffas sålunda välutvecklade strandlinjer vid nivåerna

84 m
71 m
27 m

Den högsta terrassen synes representera marina gränsen, ty ofvanför densamma kunde jag ej märka sortering i moränen.

## Gornitak.

I grussluttningen ofvanför buktens W-del har en flack, bred terrass abraderats vid 24,5 m (a.). Ofvanför denna är sluttningen täckt af klapper och blockstenar till åtminstone 78 meters (a.) höjd. Högsta bränningsgränsen kunde ej fastställas.

## Mæskelven.

H. Reusch [1]) anför strandbildningar vid Mæskelv.

På älfvens W-sida mätte jag terrasser under hvarandra vid följande nivåer:

84 m (a.). Grusterrass. Foten är något otydlig.
69 m (a.). Skarpt utvecklad grusterrass.
47,5 m (a.).
59 m (a.). } Oskarpa grusterrasser.
34 m (a.).
c. 27 m (a.). Grusterrass, hvars fot är något nedäten.

Den högsta terrassen synes utgöra marin gräns. Ofvanför densamma utbreder sig nämligen en snårbevuxen, småkuperad grusmark, hvilken gör intryck af att ej hafva berörts af hafvet.

## Nyborg.

A. Strahan [2]) anför, att en strandlinje mellan Nyborg och Karlbotn enligt Mr. Dicksons aneroidnivellement når 235 engelska fot = 71,5 m ö. h.

[1]) l. c., p. 84.
[2]) l. c., p. 148

## I S från Varangerfjorden.

### Bigganjarga.

Vidpass 1 km NE om byn reser sig på Sælesnjarg-alas en bärgshöjd. På SW-sidan af densamma har uppifrån nedåt utbildats följande anordning. Maximala marina transgressionsnivån kännetecknas af en horisontal blockanhopning vid 78 m (a.) i en bärgvik. Ofvanför blockstrimman utbreder sig en kalott af osköljd, hölstrig morän. Nedanför denna sträcker sig däremot en flack, kort grusplatå. En nästan horisontal grusterrass har abraderats vid 73 m (a.).

Vid Bigganjarga annoteras sålunda pregnanta strandbildningar vid nivåerna

87 m M. G.
73 m.

### Karlbotn.

1. Vid buktens S-del mättes under hvarandra strandlinjer vid följande nivåer:

69 m (a.). Ytterranden af en vidsträckt, nästan horisontal deltaplatå, hvilken sträcker sig långt in i Vestelvens dalgång.

58,5 m (a.). C. 200 m bred grusterrass, hvilken svagt sänker sig till ytterranden, 41,5 m (a.).

26 m (a.). Bred, platåartad grusterrass.

2. Vid Reikielvfjeldets E-sida gjordes nedanför hvarandra följande observationer:

88 m (a.). I en bärgvik har en mot klippor stödande, 200 m bred grusplatå bevarats mot senare abrasion. Denna höjd hänför sig till ytans begränsningslinje vid bärgfoten. Utmed platåns ytterrand löper vid 85 m (a.) en platt grusgördel. Innanför densamma sänker sig ytan något. Kring fördjupningen löpa smärre horisontala småstenstrimmor,

hvilka synbarligen hafva uppkommit genom anrikning vid den innanför vallen vårligen återkommande smältvattenssjöns successiva stränder.

73,5 m (a.). Innerranden af den tidigare nämda, vidsträckta grusplatån. I fotvinkeln löper en vall af smärre strandstenar.

På bärgssluttningen anträffas ofvanför 88 m terrassytan vid 95 m (a.) en mängd välrundade stenar från hufvud- till knytnäfsstorlek, hvilka troligen äro af fluvioglacialt ursprung som platån i fråga själf. Mellan dessa stenar och platåns innerrand ligger nämligen osköljd morän. Äfven G. De Geer [1]) har i Norrbotten träffat vackra, fluvioglaciala rullstenar sekundärt i och på supramarina moräner.

Jag anser därför, att 88 m terrassytan här representerar marina gränsen.

I trakten af Karlbotn finner man sålunda, att strandbildningar utbreda sig vid följande nivåer:

| 1. | 2. |
|---|---|
| — | 88 m M. G |
| > 69 m | 73,5 m |
| 58,5 m | — |
| 26 m | — |

## Reppen.

I Reppenelvdalgångens mynning har en deltaplatå aflagrats. I dennas distala brant hafva terrasser abraderats, hvilka amfiteatraliskt omsluta älffåran. På älfvens E-sida mättes strandbildningar i nedåt fortskridande serie vid följande nivåer:

84 m (a.). En högsta grusterrassyta stödd mot bärget rakt S om byn. Vid dess innerrand nå blockstensackumulationer 86.5 m (a.).

---

[1]) Om landhöjningen kring Bottniska viken, G. F. F. XX, p. 378.

Rakt W om denna terrass reser sig en trigonal gruspyramid, hvilken synbarligen representerar en abrasionsrest, som fordom hängt samman med den förutnämnda terrassen, ty dess horisontalt utjämnade toppyta faller i nivån 86 m (a.).

74,5 m (a.). Innerranden af en vidsträckt, sandig terrass, som svagt sänker sig till ytterranden, 71 m (a.).

62,5 m (a.). Välutvecklad bred grusterrass.

50 m (a.).
38,5 m (a.).
28,5 m (a.).
25,5 m (a.).
20 m (a.).
18 m (a.).
14,5 m (a.). } Korta, nedätna grusterrasser.

Ofvanför 86,5 m (a.) har hafvet ej påverkat moränen. Den högsta terrassen representerar sålunda marina gränsen.

## Veinesbugten.

C. 250 m åt SW från Digernes fiskarby har en flack, myrtäckt abrasionsterrass utvecklats vid 27,5 m (a.).

In mot land sträcka sig utsvallade, sandiga grusmarker.

Vidpass 2 km S om byn reser sig en fristående bärgkupp, omkring hvilken flacka grusterrasser utbreda sig. Den högsta terrassen är mycket jämn och gränsar vid 91,5 m (a.) mot bärgets N-sida. På bärgets S-sida har i terrassplatåns fot en vall af hufvudstora strandstenar ackumulerats vid 89 m (a.). Denna terrass representerar marina gränsen, ty högre uppe finner man ej påverkning af hafssvall. Den skarpt utbildade innerranden af en sandig terrassyta nedanför den föregående når 74,5 m (a.).

Karaktäristiska strandbildningar förekomma således vid höjderna

89—91 m M. G.
74,5 m
27,5 m

## Nyelven.

Strandbildningarna vid Nyelv hafva diskuterats af M. Keilhau [1]), A. Bravais [2]), H. Mohn [3]), W. Ramsay [4]) och A. Helland [5]).

Vid Nyelvens mynning har en serie grusterrasser utvecklats. På E-sidan om älfven utbreda terrasserna sig under hvarandra vid följande höjder:

90,5 m (a.). Den c. 700 m vida, på midten svagt sänkta, men f. ö. jämnsvallade grusdeltaplatån begränsas vid denna höjd af klipporna i dalfonden. En säker marin gräns kunde ej fastställas.

I deltats distala del hafva följande terrasser abraderats:

74,5—79 m (a.). En otypisk strandbildning, hvilken står på öfvergången till en slättgräns, har utbildats vid den nämnda grusplatåns ytterrand. Talrika framsköljda block ligga på terrassen.

61,5 m (a.).
35 m (a.). } Grusterrasser.

28 m (a.). C. 100 m bred grusterrass.

14 m (a.). En mindre grusterrass.

Sammanställas de förhärskande strandlinjer, hvilka nivellerades vid de inre delarna af Varangerfjordens S-strand, finner man att följande sammanhang påtagligen äger rum:

| Bigganjarga. | Karlbotn. | Reppen. | Veinesbugten. | Nyelven. |
|---|---|---|---|---|
| 87 m | 88 m | 86 m | 89—91 m | 90,5 m |
| 73 m | 73,5 m | 74,5 m | 74,5 m | 74,5—79 m |
| — | 26 m | 28,5 m | 27,5 m | 28 m |

---

[1]) Nyt Mag. f. Naturvid. 1837, p. 244.

[2]) Voyages etc. Tome I, 1:re partie. Sur les lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark, p. 116.

[3]) Nyt Mag. f. Naturvid. Bd. 22, p. 30.

[4]) Fennia 16, N:o 1, p. 126.

[5]) Finmarkens Amt, p. 154.

## Gandviken.

Vackra abrasionsterrasser utbreda sig i vikens innersta del. Tre bäckar, hvilka utmynna här, hafva nedskurit djupa raviner genom terrasserna. På den mellersta bäckens E-sida gjordes följande bestämningar.

90 m (d.). En bred grusterrass. Vid innerranden sträcker sig en platt grusvall, hvars krön når 92,4 m (d.). Ofvanför 94,6 m (d.) kan man ej förmärka någon marin påverkning i ytgruset. Jag är därför böjd att uppfatta denna terrass som marina gränsen härstädes. Längre uppe i dalen ligger hölstrigt grus. Från terrassens ytterrand, 87,6 m (d.), stupar en brant, snårbevuxen brink till följande terrass.

c. 76 m (d.). En djup, 50 m bred abrasionsterrass i grus. Foten är något ojämn, dess höjd varierar från 77,1—76 m (d.). Ett 10-tal m utanför densamma löper en platt vall af svallgrus vid 75,6 m (d.). Utåt ytterranden, c. 73,7 m (d.), ligga på terrassytan talrika framsköljda block.

63,4 m (d.). En smal grusterrass. Sluttningen nedanför denna sänker sig i korta, nedätna terrassafsatser till

15,4 m (d.). C. 20 m bred grusterrass.

7,6 m (d.). Lägsta terrassytan, på hvilken gården ligger.

## Bugöfjord.

I fjordens innersta del löpa rundt stränderna terrassbildningar vid växlande nivåer.

På N-stranden mättes i den fritt exponerade grusbacken ofvanför gården Sopnes följande strandlinjer:

77 m (d.). En 25—50 m bred, alldeles horisontal abrasionsterrass. Innerranden är ej skarpt utvecklad, den når c. 1 m högre. Vid terrassbäddens yttre del

ligga talrika smärre granitblock. Mot W försvinner terrassen i en typisk tundramyr [1]).

27 m (d.). En välutvecklad abrasionsterrass, synlig utmed större delen af stränderna.

14,8 m (a.). Otydlig abrasionsterrass.

Vid S-stranden ligga mellan Gjerdebugten och Veijokkas mynning tvenne moränkäglor. På NE-sluttningen af den västra nivellerades följande abrasionsterrasser:

c. 55 m (d). Oskarp terrassbildning af blockstenar.

31,4 m (d.). En 20 m bred terrass.

13 m (a.). Oskarp terrass.

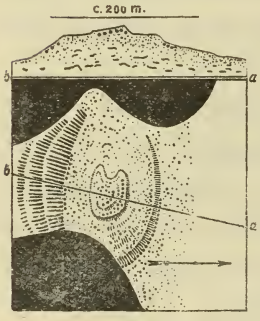


Fig. 20.

Med pejling S 60° W och c. 1 km. från sistnämnda kulle ligger den randterrass, hvilken vidstående ögonmåttsskiss återgifver.

Terrassen öfvertvärar den c. 200 m vida öppningen mellan tvenne gneisgranitklippor. Proximalsluttningen är vänd mot S och jämförelsevis brant. Åt distala sidan faller bärriären däremot svagare; synbarligen har sluttningen senare utflackats af hafvets krafter. Materialet består af grof sand och smått grus, i hvilket rullstenar och spridda block ligga inbäddade. På bryggans platta krön reser sig en skansliknande anordning af rullstensgrus och småsten. Från frontkrönet på N-sidan, 86,8 m (d.), faller skansytan flackt åt proximalsidan, men brant åt den motsatta. Den öfversta terrassytan, i genomsnitt 83 m (d.), är utomordentligt jämn och flack, hvilket tyder på, att den utplanats af hafsvall. Denna uppfattning bestyrkes äfven däraf att utmed skansens distalfot löper en blockstensgördel vid 83,5 m (d.). Längs platåytans ytterrand åter har vid 81,8 m (d.) en platt, 30 m bred grusvall uppkastats. Vallen faller c. 0,5 m åt hvardera sidan och innanför

[1]) Se torvmester A. Dal i Helland: Finmarkens Amt, p. 476.

densamma varsnas samma anordning af successiva stenstrimmor som vid Reikielvfjeldet, p. 69.

I distalsluttningen har vid 76,5 m (d.) en 30 m bred, ganska brant terrass abraderats. På bädden ligga talrika smärre, kantrunda de block af gneisgranit.

En hastigt inträffande snöorkan hindrade mig att fastställa marina gränsen vid Bugöfjord.

Följande likvärdhet äger synbarligen bestånd mellan de dominerande strandlinjerna vid de två senaste observationslokalerna:

| Gandviken. | Bugöfjord N. | Bugöfjord S. |
|---|---|---|
| 90 m | — | 86,8 m |
| c. 76 m | 77 m | 76,5 m |
| — | 27 m | 31 m |

## Nejdenfjord.

Från gården Staanga sträcker sig en dalkjusa upp mot NE. I densamma afvägdes uppifrån nedåt strandbildningar vid följande nivåer:

89 m (a.). Klipporna äro i den kringstängda dalfonden befriade från grus till denna höjd. Högre uppe ligger däremot en sandig, osorterad morän.

c. 80 m (a.). Innerranden af en nu försumpad myrmark i samma däld. I densamma växla amfiteatraliskt anordnade, horisontala, vattensjuka strimmor med bågar af tufklädda vallar. Af denna konfiguration torde man kunna sluta sig till att myren hvilar på en gammal, undulerande strandmark, hvars successiva vallar hämmat dräneringen. Vid myrmarkens ytterrand har en platt grusvall uppvräkts vid 76 m (a.). Ett 100 tal m E om däldens mynning når en blockstensackumulation 77 m (a.). Ofvanför densamma äro klipporna barslickade till betydlig höjd.

66,5 m (a.). En 17 m bred abrasionsterrass i grus.
30,5 m (a.). En 30 m bred grusterrass.

Vid Munkvaselvs mynning har i grusbacken en 20 m bred terrass abraderats vid 33 m (a.).

Innåt älfdalen sträcka sig vid 64 m (a.) gamla flodterrasser.

Omkring 1 km från älfmynningen har i grussluttningen på dalens S-sida utvecklats en otydlig, kort terrass vid 81,5 m (a.). Ofvanför densamma utbreder sig i en klippvik en flack myr, hvilken vid innerranden, 91 m (a.), kantas af blockränder. Högre uppe gjorde moränen intryck af att vara supramarin.

Strandlinjerna äro sålunda jämförelsevis ofullkomligt utvecklade i Nejdenfjord. Dock synas följande nivåer vara tydligt utpräglade.

| Staanga. | Munkvaselv. |
|---|---|
| 89 m | 91 m M. G. |
| 80 m | 81,5 m |
| 66,5 m | 64 m |
| 30,5 m | 33 m |

## Skogerö.

*Kuaudshurluohta.* (Jonbugten.) På vikens E-strand mättes i grusbacken under hvarandra strandlinjer vid nivåerna:

33,6 m (d.). En 8 m bred terrass.
29,5 m (d.). Smal grusterrass.
26,3 m (d.). 10 m bred terrass.
15 m (d.). En mindre terrass.

*Sylferbugten.* Innerst i vikbottnen observerades i den västra dalen följande strandbildningar.

58 m (a.). Passpunkten af en sandig, af hafssvall nästan utplanad grusbygga, hvilken några 100 m från sjön sträcker sig mellan dalens väggklippor.
c. 45 m (a.). } Tvenne grunda och nedätna terrasser i bryg-
21 m (a.). } gans E-sluttning.

I grusbacken, c. 200 m E om Matti Savios gård hafva abraderats tvenne vackra terrasser vid resp. 28,6 och 40 m (d.).

## Renöen.

I dalfonden, rakt N om skolternas kojor på öns S-trand, har marina gränsen utpräglats i form af en nedäten, otydlig grusterrass vid 80 m (a.). Ofvanför densamma höjer sig moränsluttningen jämnt samt ganska brant, och gruset i densamma gör intryck af att vara supramarint. Nedanför terrassfoten är marken däremot uppdelad i låga vallar, hvilka böja sig kring gamla uddar och vikar.

I moränbacken, som sluttar ned mot bukten vid öns SW-hörn, mättes strandbildningar vid höjderna:

c. 70 m (a.). En brant, otydlig terrassbildning, utmed hvilken löper en gördel af framsköljda block.

51 m (a.).
45 m (a.). } Tvenne rikligt blockhöljda, korta grusterrasser.

27,5 m (a.). En skarpt utvecklad abrasionsterrass.

## Hansheim.

I liden på Langfjords W-strand har NW om Kirkenes kyrka abraderats en tydlig grusterrass vid 30,5 m (a.).

## Nilsheim.

På Bökfjordens E-strand, NE om Kirkenes, röja schatteringar i snårskogen redan på afstånd strandlinjer. Ofvanför Nilsheim nivellerande jag i nedstigande följd terrasser vid nivåerna:

82 m (d.). En blockvall, hvilken omgärdar en numera myrtäckt terrassyta i en bärgdäld. I däldens W-del stöder terrassen mot en flack barsköljd klippa. Vid gränsen, 78,5 m (d.), har en gördel af större block anrikats. Terrassytans ytterrand sträcker sig vid 77,5 m (d.) fram i en båge mot E. På

N-sidan af samma klippa är grusbacken uppdelad i vallar till 78 meters (d.) höjd.

Denna terrass representerar marina gränsen härstädes.

71,5 m (d.). Smal grusterrass under den förra. Ytterranden, 67 m (d.), är ganska starkt nedäten.

31,1 m (d.). En mycket skarpt utvecklad, nästan 100 m bred, flack abrasionsterrass i grus.

Följande samhörighet synes bestå mellan strandlinjerna kring Bökfjord:

| Kuaudshurluohta. | Sylferbukten. | Renöen. | Hansheim. | Nilsheim. |
|---|---|---|---|---|
| — | — | 80 m | — | 82 m |
| — | — | c. 70 m | — | 71,5 m |
| 26,3 m | 28,6 m | 27,5 m | 30,5 m | 31,1 m |

## Kirkenes.

I moränkäglan omedelbart W om kyrkan har en terrass abraderats vid 14,9 m (d.).

SW om byn reser sig en fjällhöjd. På dennas moränklädda sluttning mättes följande strandbildningar:

30 m (a.). Grusterrass. Lägre åt W där terrassen stöder mot klipporna har i foten anrikats en blockvall vid 25,3 m (d.).

14,9 m (d.). 30 m bred erosionsterrass nedanför föregående.

Vid nämnda höjds S-sida skjuter en däld in från NE. I sänkan afdämmes vid 64 m (d.) en myrlagun af en låg torfrygg, hvilken senare förmodligen hvilar på en gammal gränsvall. Utmed myrens S-sida löper vid 64,7 m (d.) en af block täckt abrasionsterrass i morän. Ofvanför den sistnämnda har utvecklats en annan grusterrass vid 73 m (d.).

Strax S om dessa terrasser utbreder sig i en klippvik vid 85 m (d.) en mindre, vegetationslös, nästan horisontalsvallad grusyta, hvilken förmodligen representerar marina gränsen. De omgifvande klipporna äro alldeles nakna, hvarför högsta bränningränsen ej står att finna härstädes.

Strandbildningar, hvilka ansluta sig till de tidigare anförda, hafva sålunda här utvecklats vid nivåerna

M. G. c. 85 m,
73 m,
c. 30 m.

## Sandnes.

*Langfjordens E-strand.* I moränbacken omedelbart N om Jon Jonssens gård hafva tvenne terrasser abraderats vid resp. 22,5 och 34 m (a.). Den högre terrassen är mycket skarpt utvecklad.

*Langfjordens W-strand.* Vidpass 0,5 km S om Sandneselvens mynning höjer sig en moränkulle till 52,5 m (a.). På kullens E-sluttning mättes strandbildningar vid följande nivåer:

c. 51 m (a.). Oskarp, klapperklädd terrassafsats, hvilken sluter sig rundt kullen.

28 m (a.).
18 m (a.).
12 m (a.). } Sandiga breda terrassplatåer. Den lägsta når fram till fjordstranden.

Omedelbart S om Sandneselvens mynning utbreda sig välutvecklade, breda abrasionsterrasser i grus ofvanför hvarandra vid nivåerna 10,5 m, 19 m, 25,2 m (d.).

1 km SW om älfmynningen öfvertvärar en ändmorän dalgången. Här mättes i sluttningen mot NE följande strandbildningar:

90,2 m (d.). Ändmoränens krön, hvilket berörts af hafssvall. I den flacka toppytan, som svagt sluttar mot NE, ligga talrika block till hälften nedbäddade i ett sandfritt, fint grus. En platt, utdragen valk af strandgrus har uppsköljts vid 87,5 m (d.). Från toppytans ytterrand, 84,7 m (d.), sänker sig distalsidan brant mot N.

80,3 m (d.).
78 m (d.). } Tvenne grusterrasser i N-sluttningen, hvilka starkt förkortats genom bränningens undermining vid lägre transgressionsnivåer.

52,2 m (d.). } Tvenne breda, horisontala myrstrimmor om ett
44,8 m (d.). } 50-tal meters bredd, hvilka sträcka sig utmed ändmoränkammens distala fot. De åtskiljas från hvarandra af en grusbrant. Myrbältena hvila synbarligen på gamla abrasionsterrasser.

34,2 m (d.). S-randen af en större myrmark nedanför de sistnämnda. Myren är utomordentligt flack, hvilket framgår däraf, att ännu dess midtpunkt når 33,4 m (d.). Denna myr hvilar påtagligen äfven på en gammal abrasionsyta.

I en moränbacke några 100 m i SW härifrån har gruset tvättats och ytformerna utjämnats åtminstone till 89 m (a.) höjd. Högre uppe fann jag däremot ej spår efter marin transgression.

Marina gränsen faller sålunda vid c. 90 m.

## Langfjordbotn.

Bundelvens mynning omslutes af en serie abrasionsterrasser i grus. På S-sidan om älfven mättes vid nivåerna:

c. 90,5 m (a.). 40 m bred, sandig terrass stödd mot bärg. I fotvinkeln löpa utdragna ränder af rundade blockstenar.

82 m (a.). 150 m bred, sandig terrass, hvilken svagt sänker sig till ytterranden, 76 m (a.).

68 m (a.).
44 m (a.). } Korta grusterrasser N om älfmynningen.
34 m (a.).

18,5 m (a.).
11 m (a.). } » » S » »

Marina gränsen kunde ej här preciseras, ty klipporna ofvanför högsta terrassen äro nakna, men angifves helt visst af högsta grusterrassen.

## Langfjordvand.

Enligt godhetsfull upplysning af Herr Ingeniör Henrik Lund ligger Langfjordvandets yta 7,3 m öfver högvattenståndet i Langfjordbunden, således c. 8 m öfver tångranden.

På sjöns E-strand mättes i grusbacken nedanför Ristobärget tvenne goda abrasionsterrasser vid resp. 18 och 32,5 m (a.).

Vid Sagelvs mynning utbreda sig på nordsidan ofvanför hvarandra smärre grusterrasser vid höjderna 17,8 m, 23,5 m, 29,7 m och 38,9 m (d.).

Vidpass 400 m N om älfmynningen reser sig en ända upp till toppen, 86 m (d.), sköljd moränkägla. I dennas S-sida har en vacker, närmast foten blocktäckt terrass abraderats vid 69,7 m (d.).

På älfravinens sydbrant mättes några 100 m från mynningen under hvarandra strandbildningar vid följande nivåer:

90,5 m—92 m (d.). Högsta spår efter marin påverkning röjas i form af horisontala rader af block, hvilka till hälften framsköljts ur gruset. Nedanför blockraderna utbreder sig en sandig och mycket jämn terrassyta. Utmed dess ytterrand, 88,5 m (d.), har en bred, platt grusvall uppkastats, hvars krön når 89,4 m (d.).

I nivå härmed faller i tuben den högsta, horisontala grusplatån på älfdalens NW-sida.

82,8 m (d.). En brant sluttande grusterrass. Längs foten löper en 2,5 m hög, vallartad våd af strandstenar. Terrassbädden är täckt af klapper och rundade blockstenar.

68 m (d.). En nedäten abrasionsterrass i grus.

Bland de mera iögonenfallande strandlinjerna i trakten Langfjord-Langfjordvand synes mig följande korrelation äga rum:

| | Sandnes. | Langfjordbotn. | Langfjordvand. |
|---|---|---|---|
| M. G. | c. 90 m | 90,5 m | c. 92 m |
| | 78 m | 82 m | 82,8 m |
| | 34 m | 34 m | 32,5 m |

### Svartakslen.

Rakt W om fjällhöjden Svartakslen hafva i grusfyllningen i en bärgvik på Bökfjordens W-strand jämförelsevis skarpa terrasser abraderats under hvarandra vid nivåerna 31,6 m, 25,8 m, 17 m, 11,7 m (d.).

Vid korresponderande höjder utbreda sig här och hvar i dalmynningarnas moränbackar nära Elvenes mer eller mindre väl utpräglade serier af abrasionsterrasser.

### Fosvand.

Nedanför Harefossen utbreda sig i moränsluttningen på ryska stranden otydliga abrasionsterrasser vid resp. 16 m, 35 m och 42 m (a.).

På norska stranden hafva ofvanför Skoltefossen otydliga abrasionsterrasser utvecklats vid resp. 24 m, 30 m och 52 m (a.).

Nivellementen äro beräknade under förutsättning att Fosvands höjd är 8 m ö. h.

### Klistervand.

I moränbacken på sjöns E-strand har mellan Jervneset och Ørretbækken en serie mindre skarpa terrasser abraderats.

Hafvets svallande inverkan har nått till backens krön, 82 m (a.), och möjligen ännu högre. Terrasser mättes vid resp. 68 m 51 m, 25 m och 17 m (a.).

Vid Harefossen hafva tvenne otydliga grusterrasser abraderats vid resp. 28 m och 35 m (a.).

Höjderna angifvas under förutsättning att Klistervands yta ligger 12 m ö. h.

### Čoalbmejäur. (Salmijärvi).

På ryska stranden har i moränsluttningen omedelbart ofvanför gården Harju danats en mycket god abrasionsterrass, hvilken når 16 m (a.) öfver sjöns yta. Under förutsättning att Salmijärvi låge 16 m ö. h. är terrassens höjd c. 33 m ö. tångranden.

Vaggantemjäur.

Ch. Rabot [1]) har på Sævi-Suolo anträffat en grusterrass ett 10-tal m öfver sjöns yta.

På NW-sidan af Kalkuoaivi observerade jag ofullkomligt utvecklade strandbildningar. Högsta bränningsgränsen synes här nå c. 48 m (a.) och en under den samma befintlig terrass 25 m (a.) öfver Vaggantemjäurs yta. I korrespondans med Sævi-Suolo-terrassen utbreder sig här en flack myrstrimma.

Vaggatemjäurs absoluta höjd är obekant.

## 3. Observationer angående uppvräkta drifstycken af pimpstenar.

Bland de kvartära oceanströmmarnas transportprodukter länka de till Ost-Finmarkens kuster drifna pimpstenarna en speciell uppmärksamhet på sig.

Professor W. Ramsay, som flerestädes anträffat besläktade pimpstensvarieteter på Kola- [2]) och Kanin- [3]) halföarna, har godhetsfullt identifierat mina hembragta prof. Af undersökningen framgår, att pimpstenarna i Ost-Finmarken ansluta sig till följande, af H. Bäckström [4]) utförligen beskrifna tre typer.

1. *Basisk, olivinförande augitandesitpimpsten.*

[1]) Explorations dans la Laponie russe.
Bull d. l. S. de géographie, 7 sér. tome X, p. 473.

[2]) Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit; Fennia 16, N:o 1, p. 99.

[3]) G. F. F. 26, p. 20 och
Beiträge zur Geologie der recenten und pleistocänen Bildungen der Halbinsel Kanin, Fennia, 21, N:o 7, p. 8.

[4]) Über angeschwemmte Bimssteine und Schlacken der nordeuropäischen Küsten.
Bihang till K. Svenska Vet. Akad. Handlingar. Bd. 16. Afd. II. N:o 5, p. 37.

Stenen äger en mörkt rödbrun färg i brott och innehåller jämnt fördelade runda, 2—8 mm stora blåsor. Vittringsskorpan antager en i violett stötande färgton. Slipprofvet visar olivinrester och augit i öfverenstämmelse med de tre tidigare funna representanterna för denna grupp från Tempelbay och Åsvär samt Kanin.

2. *Svarta varieteter af sura, glasiga andesitpimpstenar.* [1])

Brottet är glänsande svart. Blåsorna äro platta och sträckta, i tvärsnitt 1—15 mm, mycket ojämnt fördelade efter storleken. Slipprofvet visar ett svart, mycket ogenomskinligt glas med spridda små mikroliter af fältspat.

3. *Bruna och svartbruna varieteter af sura glasiga andesitpimpstenar.* [2])

Brottet är mörkbrunt eller olivbrunt, finpipigt blåsigt. Slipprofvet visar endast brunt genomskinligt glas.

Taflan 3, fig. 2, återgifver tre stuffer af dessa typer. 1 är ett stycke af den olivinförande augitandesitpimpstenen funnet vid Muorjegarggonjarga, Tanafjord, 2 hör till de sura, svarta andesitpimpstenar, hvilka man anträffar vid Havningberg 1. 3 åter representerar de bruna, pipiga andesitpimpstenarna vid Krampenes.

I följande tabell anföras de i Ost-Finmarken t. v. bekanta fynden af pimpsten.

| Typ. | Observationslokal. | Höjd. | Anmärkningar. |
|---|---|---|---|
| | *Tanafjord.* | | |
| 2 | Lille Molvik . . . . . | 7 m (a.) | |
| 2 | Store Molvik . . . . | c. 6 m (a.) | |
| 1 | Muorjegarggonjarga . | 6,5 m (a.) | 4 × 2 × 1,5 dm stort, välrundadt stycke, c. 75 m från fjordstranden. |
| 2 | Gjedeneset . . . . . | 6 m (a.) | |

[1]) Bäckström l. c., p. 28.

[2]) L. c., p. 31.

| Typ. | Observationslokal. | Höjd. | Anmärkningar. |
|---|---|---|---|
| | *Ishafskusten.* | | |
| 2? | Kongshavn [1] . . . . | 19 m | |
| 1 | Havningberg . . . . . | 3 m (a.) | Vid W-sidan af Sjovikhalsen tvenne knytnäfsstora stycken. |
| 2 | D:o 1 . . . . . | 15 m (a.) | Talrika, smärre stycken spridda till denna höjd på klapperåkern. |
| 2 | Vardö [2] . . . . . | 19.7 m (a.) | Enligt godhetsfullt brefligt meddelande af Herr Kr. Dal, Vardö, höra stenarna förmodligen till denna typ. |
| | *Varangerfjorden.* | | |
| 3 | Lökvik . . . . . | 22 m (a.) | |
| 3 | Langbunes . . . . . | 31 m (a.) | Terrassen nedanför når 27 m (a.). |
| 3 | Krampenes . . . . . | 16,5 m (a.) | Jämf. Bäckström [3]. |
| 2 el. 3 | Kirkeön vid Vadsö . | c. 9,5 m | » » |
| » | Mortensnes [3] . . . . | 13 m (a.) | Sannolikt samma fynd, hvilket T. Dahll omnämner [4].. |
| 2? | Gandvik . . . . . | 35—40 m? | Enl. uppgift af ortsbefolkningen |
| 2 | Jakobsgrændseelv . . | 5 m | Personligt meddelande af Herr Dr. A. Wessel, Kirkenes, som godhetsfullt lemnat mig ett profstycke af den funna pimpstenen. |

[1]) H. Reusch: N. G. U. 4, p. 92.

[2]) K. Pettersen: Arctis, G. F. F., p. 148.

[3]) l. c., p. 28.

[4]) Om fjeldbygningen i Finmarken, N. G. U. 4, p. 12.

## 4. Subfossila lemningar efter den kvartära hafsfaunan i Ost-Finmarken.

Här nedan följer en redogörelse öfver de marina djurlemningar, hvilka anträffats vid undersökningen af de gamla strandterrasserna i Ost-Finmarken. Jag har ansett det vara ändamålsenligt att i detta sammanhang publicera äfven muntliga meddelanden i ämnet af ortsbefolkningen, på det att de oundersökta lokalerna ej skola undgå kommande forskares uppmärksamhet.

Bestämningen af arterna i mina hemförda skalgrusprof har Herr Dr N. Knipowitsch, samtidens bäste kännare af den angränsande Murmankustens malakologiska förhållanden, utfört med uppoffring af sin strängt upptagna tid.

Det är mig en angenäm plikt att nu till Dr. Knipowitsch offentligen frambära mitt vördnadsfulla tack för hans dryga arbete.

Molluskernas regionala karaktär är vald närmast i öfverensstämmelse med G. O. Sars [1]) och W. C. Bröggers [2]) arbeten. I artlistorna utmärkas arktiska former med *a,* boreala med *b* och de lusitaniska med *c.*

### Tana fjord.

Langnes.

Tana kyrkogård är placerad på en af Tanaälf fordom aflagrad deltaplatå. Dödgräfvaren meddelade mig, att man under par m fin, gul sand stöter på en grå lera, hvilken är uppblandad med molluskskal. Det skalförande skiktet anslogs ligga 12 à 13 m (a).

Enligt personligt meddelande af Hr. Skogopsynsbetjent O, F. Eide fann man för några och 20 år sedan i en lerbrink vid Fjälmabækken ett mindre hvalskelett. Höjden för fyndstället anslogs till 12 à 15 m.

[1]) Bidrag til Kundskaben om Norges arktiske Fauna. I Bløddyr. Christiania 1878.

[2]) N. G. U. 31.

### Leerpollen.

Enligt meddelande skall man finna en molluskbank vid stranden af en liten bäck c 10 m ö. h. och c. 50 m från lappen Maijas gård.

### Lavvo'njarga.

Ytterst på udden anträffas på den lägsta terrassytan under ett 2 dm mäktigt skikt af grästorf och småklapper ett några cm tjockt skalgruslager vid 3,5 m (d.). Följande arter anträffades:

b. *Mytilus edulis* L.
b. *Tellina baltica* L.
b. *Litorina litorea* L.
b. *Buccinium undatum* L.

Iallt 4 (100 %) boreala arter.

### Lille Molvik.

En fiskare meddelade mig, att man på hvardera sidan om Storelven finner marina skallemningar till en höjd af 5 à 6 m ö. h.

### Store Molvik.

På Molvikelvens E-strand framgräfdes nära mynningen under ett 2 dm mäktigt lager af grästorf och strandgrus ett 5 cm tjockt skikt af något vittrade mollusker. Skalen nå till 9 m (a.). Följande arter voro representerade:

b. *Mytilus edulis* L.
b. *Modiola (Mytilus) modiolus* L.
a. *Acmæa (Tectura) rubella* Fabr.
b. *Acmæa (Tectura) virginea* Müll. } ?
b. *Gibbula tumida* Mont.?
b. *Gibbula cineraria* L.
b. *Litorina litorea* L.

b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Purpura (Polytropa) lapillus* L.
b. *Buccinium undatum* L.

och rester af Echinoideer, Balaner, Cornula balænarum samt Lithothamnier.

Sålunda 8 säkert identifierade arter, hvaraf 1 (12 %) äro arktiska och 7 (88 %) boreala.

### Stigneset.

C. 0,5 km N om Stigneset låg i lä om ett klippblock ett starkt vittradt stycke af ett hvalrefben. Fyndstället ligger c. 100 m från hafsstranden vid 6 m (a.).

## Ishafskusten.

### Skonsvik.

H. Reusch har funnit skalblandad sand vid Skonsviken [1]).

### Kongsfjord.

Herr Konservator Paul Bjerkan, Tromsö, fann förliden sommar subfossila skallemningar vid Kongsfjord, och har han vänskaps fullt öfverlemnat åt mig sina prof för publicering.

A. *W om Strömsneset* anträffas i en potatisåker S om telegrafstugan, 4—5 m ö. h.:

a. *Pecten islandicus* Müll.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Purpura (Polytropa) lapillus* L.
b. *Buccinium undatum* L.
a. *Buccinium grœnlandicum* Ch.

och rester af Echinoideer och Balaner.

---

[1]) N. G. U. 4, p. 92.

B. *Vid Strömmen gård*, 5—6 m ö. h.

b. *Mytilus edulis* L.

a. *Mya truncata* L.

a. *Saxicava arctica* L.

b. *Litorina litorea* L.

b. *Litorina rudis* Mat.

a. *Litorina palliata* Say.

b. *Trophon clathratus* L.

a. *Buccinium grœnlandicum* Ch. samt rester af Echinoideer och Lithothamnier.

C. *Strax N om det långsträckta träsket vid Yttre Veines* 5—6 m ö. h.

b. *Mytilus edulis* L.

b. *Cyprina islandica* L.

a. *Astarte* (*Tridonta*) *borealis* Ch.

b. *Mactra elliptica* Brown.

b. *Tellina baltica* L.

a. *Mya truncata* L.

a. *Saxicava arctica* L.

b. *Acmæa* (*Tectura*) *virginea* Müll.

b. *Litorina litorea* L.

b. *Litorea palliata* Say.

b. *Purpura* (*Polytropa*) *lapillus* L.

b. *Buccinium undatum* L.

samt lemningar af Balaner och Lithothamnier.

Artassociationen är sålunda följande.

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A. | 6 | arter, | af | hvilka | 3 | (50 %) | arktiska | och | 3 (50 %) boreala. |
| B. | 8 | » | » | » | 4 | (50 %) | » | » | 4 (50 %) » |
| C. | 12 | » | » | » | 4 | (34 %) | » | » | 8 (66 %) » |

## Makur.

Vid Molviken stack ett hvalben upp ur strandgruset några 100 m från hafsstranden vid 7,5 m (a.) höjd.

### Sylteklubben.

På S-sidan om edet (jämf. p. 37) framstack ur mosstäcket ett armben af en hval. Höjden 14 m (a.).

### Syltefjord.

Vid norra brinken af den lilla bäck, som utmynnar vid Syltefjord fiskarby, ligga bländhvita skalgrusgyttringar i dagen några 100 m från fjordstranden. Mollusklemningarna ligga bland sand och småklapper inom ett 6 cm mäktigt lager samt täckes af ett 15 cm tjockt skikt af sterilt strandgrus och grästorf. Högsta skal in situ träffades ett 10-tal m utanför 18 m terrassen vid 17,3 m (d.). Skalskiktet sträcker sig härifrån c. 50 m utåt till 14,2 m (d.). följande arter anträffades:

b. *Cyprina islandica* L.
a. *Astarte (Tridonta) borealis* Ch.
b. *Venus gallina* L.
a. *Saxicava arctica* L.
b. *Litorina litorea* L.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Purpura* (*Polytropa*) *lapillus* L.?

dessutom Balanusarter och Lithothamnier. Sålunda 6 säkert identifierade arter, af hvilka 3 (50 %) äro arktiska och 3 (50 %) boreala.

### Havningberg.

På Sjovikhalsens W-sida har vinderosionen flerestädes blottat skalbäddar.

Vid buktens midt fann jag, omkring 200 m från hafsstranden i lä om en låg ackumulationsvall under 15 cm ofyndigt grus och grästorf, ett 3 cm mäktigt skalskikt vid 10 meters (a.) höjd. Bland de starkt sönderkrossade skalen förekomma:

b. *Mytilus edulis* L.
b. *Buccinium undatum* L.

C. 200 m rätt i N från föregående lokal anträffades under ett 5 cm tjockt täcke af grästorf vid 13 m (a.) ett 2 dm mäktigt, molluskförande lager af grof sand, hvilket hvilar på klapper. Följande arter förekomma här:

a. *Pecten islandicus* Müll.
b. *Mytilus edulis* L.
b. *Modiola* (*Mytilus*) *modiolus* L.
a. *Tonicella* (*Boreochiton*) *marmorea* Fabr.
a. *Natica clausa* Brod. & Sow.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Litorina obtusata* L.
b. *Purpura* (*Polytropa*) *lapillus* L.
b. *Buccinium undatum* L.

samt lemningar af Echinoideer, Balaner och Lithothamnier.

Inalles 10 arter, hvaraf 4 (40 %) äro arktiska och 6 (60 %) boreala.

På Harbakens S-sluttning når skalblandad, fin sand upp till c. 35 m (a.). Skalens oftast deflaerade ytor tyda på att de jämte sanden drifvits upp från Sjovikhalsen af orkanerna.

Enligt personligt meddelande af Hr. Dampskibsexpeditör Falstad, Havningberg, ligga skalbäddar på hvardera sidan om Sandfjordelven vid Birkenes, c. 1 km från hafvet. Höjden uppskattas till inemot 20 m. Enligt beskrifning innehålla bankarna åtminstone Mytilusrester.

## Vardö.

Sedan länge känner man subfossila skalgrusbäddar i Vardös omgifningar.

Biot, Liouville och E. de Beaumont [1]) anföra dylika på 6—8 meters höjd.

[1]) Mémoire relatif aux lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark, Voyages . . . sur la corvette Recherhe, Tome 1, 1 partie p. 8.

v. Maydel [1]) meddelar att skalgrus anträffats under torf intill 150 fot. ö. h.

H. W. Feilden [2]) anför, att A. Newton och W. H. Hudleston vid fästningen funnit marina aflagringsbankar vid 40—50 fot ö. h., i hvilka Newton anträffat:

*Halichœras gryphus.*
*Phoca hispida.*
*Gadus morrhua.*
*Modiola modiolus* L.
*Pecten islandicus* Müll.

W. C. Brögger [3]) beskrifver sammansättningen i en artrik skalbädd vid 9 m ö. h., hvilken han kronologiskt sammanställer med de öfre Tapes-bankarna i Kristianiafältet.

Nyligen har J. Holboe utfört grundliga undersökningar på flere skilda lokaler kring staden och får jag direkt hänvisa till hans omfattande artlistor [4]).

Sammansättningen af de observerade bankarna är följande.

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | Steilnes | 1,5 m ö. h. | 15 arter, | 6 (40%) | a. | 9 (60%) | b. |
| 2. | Skridskobanan | 5 m | » | 11 | » | 3 (27%) | » | 8 (73%) | » |
| 3. | S om Vardöhus | 9—14 m | » | 11 | » | 4 (36%) | » | 7 (64%) | » |
| 4. | N » | » 13—14 m | » | 13 | » | 4 (31%) | » | 9 (69%) | » |
| 5. | Kyrkogården | 10 m | » | 11 | » | 2 (18%) | » | 9 (82%) | » |

Äfven A. Helland [5]) lemnar en sammanfattande beskrifning öfver gamla faunalemningar i trakten.

6. I en mäktig skalbädd vid stadens afstjälpningsplats ute på Steilnes anträffade jag vid 13 m (a.):

---

[1]) Отчетъ по работамъ въ экспедиціи къ мурманскому берегу. Записки Имп. Русск. Географическаго Общества. Томъ 4 p. 497.

[2]) Q. J. G. S. Vol 52, p. 721.

[3]) N. G. U. 31 p. 455—57.

[4]) N. G. U. 37 p. 28—31.

[5]) l. c.

a. *Pecten islandicus* Müll.
b. *Mytilus edulis* L.
b. *Modiola* (*Mytilus*) *modiolus* L.
a. *Saxicava arctica* L.
b. *Acmæa* (*Tectura*) *virginea* Müll.
b. *Gibbula tumida* Mont.
a. *Natica clausa* Brod. & Sow.
b. *Litornia rudis* Mat.
a. *Litornia palliata* Say.
b. *Purpura* (*Polytropa*) *lapillus* L.
b. *Buccinium undatum* L.
a. *Buccinium grœnlandicum* Ch. och rester af Echinoideer samt Balaner.

Iallt 12 arter, bland hvilka 5 (41 %) arktiska och 7 (59 %) boreala.

I ett bref af $^{19}/_{12}05$ meddelar mig godhetsfullt Hr. Kr. Dal, Vardö, att han för många år sedan har iakttagit rester af ett hvalskelett därstädes vid c. 150 fots (c. 45 m) höjd.

## Svartnes.

1. J. Holmboe har undersökt skalgruslemningar vid en liten bäck strax N om Svartnes vid c. 11 (< 15) meters höjd [1]). Han anför 5 arter, hvaraf 3 (60 %) äro arktiska och 2 (40 %) boreala. Särdeles intressant är äfven Holmboes meddelande om de väldiga stammar af amerikansk rödgran, hvilka kommit i dagen genom bäckens erosion vid c. 10 meters höjd ö. h. Dylikt driftimmer transporterar golfströmmen ännu i dag i stora mängder till Nordlands och Finmarkens kuster.

2. Vid vägen till Kiberg ligger skalgrus vid 7,5 m (a.) ö. h., i ett 0,5 m mäktigt lager af stenhaltig sand, vidpass 150 m från stranden. Följande arter förekomma där:

[1]) N. G. U. 37 p. 31—33.

a. *Pecten islandicus* Müll.
b. *Mytilus edulis* L.
b. *Modiola* (*Mytilus*) *modiolus* L.
a. *Astarte* (*Tridonta*) *borealis* Ch.
a. *Saxicava arctica* L.
a. *Tonicella* (*Boreochiton*) *marmorea* Fabr.
b. *Acmæa* (*Tectura*) *virginea* Müll.
a. *Natica clausa* Brod. & Sow.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Rissoa* (*Onoba*) *striata* Mont.
a. *Trophon truncatus* Ström.
b. *Buccinium undatum* L.
a. *Buccinium grœnlandicum* Ch.

samt lemningar efter Echinoideer, Balaner och Lithothamnier.

Sålunda förekomma 14 arter, af hvilka 8 (57 %) äro arktiska och 6 (43 %) boreala.

## Varangerfjordens nordstrand.

### Kiberg.

På Kibergelvens väststrand ligger c. 0,5 km från mynningen vid 14 meters (a.) höjd under torf och grus ett 1 dm mäktigt skalgrusskikt, hvilket innehåller:

b. *Cyprina islandica* L.
a. *Astarte* (*Tridonta*) *borealis* Ch.
b. *Venus gallina* L.
a. *Saxicava arctica* L.?
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.

och Balaner.

Sålunda 4 säkert igenkända arter, 1 (25 %) arktisk och 3 (75 %) boreala.

## Urneset.

Några 100 m N om Urneset och ett 100-tal m från fjordstranden anträffas skalgrus vid 9 m (a.). Följande arter iakttogos:

b. *Mytilus edulis* L.
a. *Acmæa (Tectura) rubella* Fabr.
b. *Purpura (Polytropa) lapillus* L.
a. *Buccinium grœnlandicum* Ch.
och Lithothamnier.

Inalles 4 arter, bland hvilka 2 (50 %) äro arktiska och 2 (50 %) boreala.

## Krampenes.

Vid landsvägskröken omedelbart W om fiskarbyn föreligger på N sidan en 0,5 m djup skärning genom en skalgrusbädd vid 16,5 m (a.) Banken innehåller:

a. *Pecten islandicus* Müll.
b. *Mytilus edulis* L.
b. *Modiola (Mytilus) modiolus* L.
a. *Astarte Banksii* Leach.
a. *Saxicava arctica* L.
b. *Acmæa (Tectura) virginea* Müll.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Purpura (Polytropa) lapillus* L.
b. *Buccinium undatum* L.
jämte fragment af Echinoideer, Balaner och Lithothamnier.

Sålunda förekomma 10 arter, af hvilka 4 (40 %) äro arktiska och 6 (60 %) boreala.

I landsvägskärningarna mellan Krampenes och Vadsö förekomma flerestädes smärre skalgyttningar i det gamla strandgruset. De innehålla hufvudsakligen samma arter som Krampenesbanken men ligga i regeln något lägre än denna.

## Vadsö.

H. W. Feilden [1]) meddelar att A. Newton och W. H. Hudleston nära Vadsö funnit skelettdelar af en hval sticka upp ur torfven på c. 15,5 meters höjd.

A. Strahan [2]) har N om Vadsö kyrka funnit en tvifvelaktig skalgrusbank c. 28 m. ö. h.

## Karjel.

På landsvägens nordsida, något stycke W om byn, blottas i ett grustag en intressant profil. Lägst ligger vid 18 meters (a.) höjd en skalgrusbank af c. 0,5 meters mäktighet. Följande arter anträffades här:

a. *Pecten islandicus* Müll.
b. *Mytilus edulis* L.
b. *Modiola* (*Mytilus*) *modiolus* L.
b. *Modiolaria laevigata* Gray.
a. *Astarte* (*Tridonta*) *borealis* Ch.
b. *Cyamium minutum* Fabr.
a. *Mya truncata* L.
a. *Saxicava arctica* L.
a. *Tonicella* (*Boreochiton*) *marmorea* Fabr.
b. *Acmæa* (*Tectura*) *virginea* Müll.
a. *Margarita helicina* Fabr.
b. *Gibbula tumida* Mont.
b. *Gibbula cineraria* L.
b. *Litorina litorea* L.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say,
b. *Rissoa* (*Onoba*) *striata* Mont.

[1]) Q. J. G. S. Vol. 52 p. 721.
[2]) Q. J. G. S. Vol. 53 p. 147.

b. *Purpura* (*Polytropa*) *lapillus* L.

b. *Buccinium undatum* L.

samt Balaner och Lithothamnier.

Här förekomma sålunda 19 arter, bland hvilka 7 (37 %) äro arktiska och 12 (63 %) boreala.

Öfver skalgruset ligger ett c. 1 dm mäktigt, hårdt packadt lager af svart torf, hvars öfversta delar äro något grusblandade. Tyvärr försummade jag att medtaga prof af denna torf. Torflagret täckes åter af ett några cm mäktigt skikt af rent strandgrus. Först på det sistnämnda har den modärna torfvegetationen utvecklat sig. Denna profil, som endast var par m lång vid observationstillfället, ligger säkert in situ. Den fordrar en noggran undersökning, ty är det undre torflagret verkligen en supramarin bildning och ej en inbakad svämtorflins, föreligger här en möjlighet att fastställa den postglaciala sänkningens lokala belopp, i det att den postglaciala terrassen, som gifvetvis markerar maximum för postglaciala sänkningsläget, vid det närbelägna Paddeby når 24,5 m (a.).

## Jakobselv.

T. Dahll [1]) anför, att Jakobselvens dalbotten intill en mil uppåt från mynningen består af sand, som hvilar på lera, hvilken senare innehåller marina molluskskal. Enligt vänligt meddelande har Herr Konsul Eilert Brodtkorb c. en mil från älfmynningen uppe i dalgången funnit lemningar af Mytilus (Blaaksæjal).

På N sidan af den lilla kullen i SE från byn har en terrass utbildats vid c. 17 m (a.). 3 m nedanför terrassfoten finner man i det gamla strandgruset rester af följande mollusker:

b. *Cyprina islandica* L.

a. *Astarte* (*Tridonta*) *borealis* Ch.

a. *Astarte crebricostata* Forbes.

b. *Cyamium minutum* Fabr.

[1]) Om fjeldbygningen i Finmarken p. 12.

a. *Mya truncata* L.
a. *Acmæa (Tectura) rubella* Fabr.?
b. *Acmæa (Tectura) virginea* Müll.?
b. *Gibbula tumida* Mont.
b. *Litorina litorea* L.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Rissoa (Onoba) aculeus* Gould?
b. *Purpura (Polytropa) lapillus* L.

Alltså förekomma 9 säkert igenkända arter, af hvilka 4 (44 %) äro arktiska och 5 (56 %) boreala.

Något längre åt E anträffas vid landsvägskulmen åt S skalblandadt grus vid 22 m (a.). Skalen äro starkt vittrade. Med säkerhet har endast Mya truncata L. kunnat fastställas. Dessutom förekomma troligen rester af Mytilus edulis L., Litorina litorea L. samt Lithothamnier.

## Næsseby.

Vidpass 2 km W om kyrkan träffas vid 21 m (a.) starkt vittrade skal af

b. *Cyprina islandica* L.
a. *Astarte (Tridonta) borealis* Ch.
b. *Buccinium undatum* L.

bland gruset i en terrassbrink strax ofvanför landsvägen.

Således 3 arter, 1 (33 %) arktisk och 2 (67 %) boreala.

## Gornitak.

C. 50 m från fjordstranden anträffas vid 12 m (a.) i den nedrasade ytterranden af en terrass rester af en gammal skalbädd. Följande arter voro representerade:

a. *Pecten islandicus* Müll.
b. *Mytilus edulis* L.

b. *Cyprina islandica* L.
a. *Astarte (Tridonta) borealis* Ch.
a. *Tellina (Macoma) calcarea* Ch.
b. *Tellina (Macoma) baltica* L.
a. *Mya truncata* L.
a. *Acmæa (Tectura) rubella* Fabr.
a. *Puncturella noachina* L.
a. *Natica clausa* Brod. & Sow.
b. *Litorina litorea* L.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Lacuna pallidula* Da Costa.
a. *Lacuna divaricata* Fabr.
b. *Hydrobia minuta* Totten.
b. *Rissoa (Onoba) aculeus* Gould.
*Bela* sp.
b. *Purpura (Polytropa) lapillus* L.

samt rester af Echinoideer, Balaner och Lithothamnier.

Inalles förekomma 18 säkert bestämda arter, bland hvilka 9 (50 %) äro arktiska och 9 (50 %) boreala.

## S om Varangerfjorden.

### Makviken.

Ett litet stycke S om den västligaste gammen[1]) har vid 12 m (a.) en gammal molluskbank blottats genom vinderosion. Skalen ligga tätt gyttrade i ett sandigt grus. Det fyndiga lagret sträcker sig > 1 m nedåt och täckes af ett tunt torfskikt. Mitt prof har tyvärr förkommit, men jag erinrar mig, att banken var mycket artrik samt att som integrerande part förekommo Mytilus edulis L. Cyprina islandica L. och Litorina litorea L.

[1]) lappsk torfkoja.

### Gandviken.

Vidpass 100 m S om den mellersta lappstugan ligger under torfven vid 13 m (a.) en c. 3 dm mäktig skalbank. Följande arter hopsamlades:

a. *Pecten islandicus* Müll.
b. *Mytilus edulis* L.
b. *Modiola (Mytilus) modiolus* L.
b. *Cyprina islandica* L.
a. *Astarte (Tridonta) borealis* Ch.
a. *Astarte (Tridonta) Banksii* Leach.
a. *Mya truncata* L.
b. *Zirphæa crispata* L.
a. *Acmæa (Tectura) rubella* Fabr.
b. *Acmæa (Tectura) virginea* Müll.
a. *Natica clausa* Brod. & Sow.
a. *Amauropsis islandica* Gmel.
b. *Litorina litorea* L.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.
a. *Lacuna divaricata* Fabr.
b. *Hydrobia ulvæ* Penn.
a. *Trophon clathratus* L. [1])
b. *Purpura (Polytropa) lapillus* L.
b. *Buccinium undatum* L.

och därjämte rester af Echinoideer och Balanus sp. Inalles 20 arter, af hvilka 10 (50 %) äro arktiska former och 10 (50 %) boreala.

### Bugöfjord.

Enligt godhetsfullt meddelande af Herr E. Gunnari, Bugöfjord, anträffas vid Kasterham en skalbank vid inemot 30 m ö. h.

[1]) Exemplar med arktisk karaktär, 31,8 mm långt, sålunda mycket större än de vid Norges kuster nu lefvande. Man kan anse det som var. *grandis* Mörch.

Enligt beskrifning förekommer i densamma bl. a. Pecten islandicus Müll.

## Nejdenfjord.

I viken vid Sandtangens yttre sida träffas i en nedrasad brink molluskskal vid 5 à 4 m (a.). Förekomsten är sekundär. Skalen ligga blandade i morän, hvilken troligen rutschat ned från det branta fjället öfver en gammal deltabildning. Bl. a. arter anträffades *Antalis* sp.

## Skogerö.

Enligt personligt meddelande af Herr Skogforvalter A. Klerck anträffas på strandterrasser mellan Steinskjerneset och Sör-Leirvaag molluskskal till inemot 40 m ö. h. Mellan Strømmen och Nord-Leirvaag ligga skalbankar 17—20 m ö. h. Dessa lokaler fordra en ingående undersökning och lemna väl i anseende till den jämförelsevis höga ålderskillnaden rätt intressanta resultat.

1. På Oksebaasneset, S om Sylferbugten och några 100 m N om Svenskesteinbugten ligger kring en klippa en ansenlig gammal molluskbädd. Skalen ligga i fint grus vid 27 m (d.) och representera nedanstående arter:

b. *Mytilus edulis* L.
l. *Cardium edule* L.
b. *Cyprina islandica* L.
a. *Astarte (Tridonta) borealis* Ch.
a. *Astarte compressa* L. (= *elliptica* Brown.)
b. *Cyamium minutum* Fabr.
b. *Tellina baltica* L.
a. *Mya truncata* L.
a. *Saxicava arctica* L.
a. *Tonicella (Boreochiton) marmorea* Fabr.
a. *Trachydermon (Boreochiton) ruber* L.
b. *Acmæa (Tectura) virginea* Müll.
a. *Margarita grœnlandica* Ch.

a. *Natica grœnlandica* Beck.
a. *Natica clausa* Brod. & Sow.
b. *Litorina litorea* L.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Litorina obtusata* L.
b. *Rissoa (Onoba) striata* Mont.
b. *Purpura (Polytropa) lapillus* L.

samt lemningar efter Echinoideer och Lithothamnier.

I allt förekomma 21 arter, af hvilka 10 (48 %) arktiska, 10 (48 %) boreala och 1 (4 %) lusitanisk.

2. Ett 100 tal m SW om föregående ställe ligga skalgyttringar på och i ett sandigt grus vid 33,2 m (d.) Här anträffades arterna:

b. *Mytilus edulis* L.
b. *Tellina (Macoma) baltica* L.
a. *Mya truncata* L.
a. *Saxicava arctica* L.
b. *Acmœa (Tectura) virginea* Müll.?
b. *Litorina litorea* L.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Purpura (Polytropa) lapillus* L.

samt rester efter Echinoideer och Balaner.

Inalles 8 säkert igenkända arter, af hvilka 3 (37 %) arktiska och 5 (63 %) boreala.

## Kirkenes.

Halfvägs mellan kyrkan och prästgården finner man omedelbart N om vägen ett grustag i en gammal artrik skalgrusbank, hvilken redan observerats af Reusch [1]) och J. Holmboe [2]).

[1]) N. G. U. 4, p. 81.
[2]) N. G. U. 37, p. 34, 35.

I dess nedre del, vid 18 m (d.), äro skalen ganska starkt krossade och ligga skiktade i en grå fin sand. Här anträffades:

b. *Anomia ephippium* L.
b. *Anomia eph.* L. *v. aculeata* L.
b. *Mytilus edulis* L.
b. *Modiola (Mytilus) modiolus* L.
a. *Crenella decussata* Mont.
b. *Cardium fasciatum* Mont.
a. *Astarte (Tridonta) borealis* Ch.
a. *Astarte compressa* L (= *elliptica* Brown.).
a. *Axinus Gouldii* Phil.
b. *Cyamium minutum* Fabr.
a. *Tellina (Macoma) calcarea* Ch.
b. *Tellina (Macoma) baltica* L.
a. *Mya truncata* L.
a. *Saxicava arctica* L.
a. *Tonicella (Boreochiton) marmorea* Fabr.
a. *Trachydermon (Boreochiton) ruber* L.
a. *Acmæa (Tectura) rubella* Fabr.
a. *Mölleria costulata* Möll.
a. *Margarita grœnladica* Ch.
a. *Natica clausa* Brod. & Sow.
b. *Litorina litorea* L.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.
b. *Lacuna pallidula* Da Costa.
a. *Lacuna divaricata* Fabr.
b. *Rissoa (Onoba) aculeus* Gould.
b. *Rissoa (Onoba) striata* Mont.
a. *Rissoa arenaria* Migh. (= *castanea* var.)
b. *Skenea planorbis* Fabr.

och lemningar af Echinoideer, Balaner och Lithothamnier.

Sålunda 29 arter, hvaraf 16 (55 %) arktiska och 13 (45 %) boreala.

Intill 2 m öfver den anförda höjden förekomma i littoralgruset skal af:

b. *Anomia ephippium* L.
a. *Pecten islandicus* Müll.
b. *Mytilus edulis* L.
a. *Astarte (Tridonta) borealis* Ch.
a. *Astarte (Nicania) banksii* Leach.
a. *Astarte compressa* L. (= *elliptica* Brown.)
a. *Tellina (Macoma) calcarea* Ch.
b. *Tellina (Macoma) baltica* L.
a. *Mya truncata* L.
a. *Saxicava arctica* L.
a. *Puncturella noachina* L.
b. *Litorina litorea* L.
b. *Litorina rudis* Mat.
a. *Litorina palliata* Say.

samt Echinoideer, Balaner och Lithothamnier.

Iallt 14 arter, bland hvilka 9 (64 %) arktiska och 5 (36 %) boreala.

I denna skalbank har J. Holmboe tidigare funnit 34 arter, af hvilka 17 (50 %) äro arktiska och 17 (50 %) boreala. Utom de af mig anförda arterna har Holmboe observerat:

a. *Leda minuta* Müll.
b. *Limopsis minuta* Phil.
b. *Cyprina islandica* L.
b. *Axinus flexuosus* Mont.
b. *Macoma (Tellina) baltica* L. var. *grœnlandica* Beck.
b. *Zirphaea crispata* L.
b. *Tectura virginea* Müll.
a. *Margarita helicina* Fabr.
a. *Amauropsis islandica* Gmel.
b. *Litorina obtusata* L. var *litoralis* L.
a. *Bela exarata* Möll.
a. *Bela conoidea* G. O. Sars.

a. *Trophon truncatus* Ström.
b. *Polytropa lapillus* L.
b. *Buccinium undatum* L.

Inalles förekomma sålunda 47 arter, hvaraf 25 (53 %) äro arktiska och 22 (47 %) boreala.

## Nejdajaure.

J. Holmboe har mellan Elvenes och Jarfjordbunden undersökt en molluskbank 16 m ö. h. [1]) hvilken innehåller 27 arter, bland dem 14 (52 %) arktiska och 13 (48 %) boreala. Holmboe anför i samband härmed att K. Dahl, Vardö vid Elvenes funnit lusitaniska arten

*Aporrhais pes pelecani* L.

## Jarfjordbunden.

J. Holmboe [2]) har 8—4 m ö. h. anträffat skalbäddar, i hvilka bl. a. förekomma lusitaniska formerna:

*Cardium edule* L.
*Lunatia intermedia* Phil.

Inalles anträffade han 29 arter, af hvilka 16 (55 %) äro arktiska 11 (38 %) boreala och 2 (7 %) lusitaniska.

Dessutom har K. Dahl (anf. af Holmboe) anträffat därstädes l. *Cardium echinatum* L.

## Patsjoki (Pasvigelv).

I flera af de sjöar, hvilka älfven genomflyter, och de mellanliggande flodloppen har J. Holmboe funnits marina molluskskal (se N. G. U. 37, p. 11,12).

Vid Fossevand anträffade jag på ryska stranden omedelbart nedanför Harefossen i en nedrasad brink skallemningar inbäddade

[1]) se N. G. U. 37 p. 35, 36.
[2]) L. c. p. 36, 37.

i mjuna, 8 m öfver sjön, eller c. 16 m öfver tångranden. Följande arter voro representerade:

b. *Anomia ephippium* L.
b. *Anomia eph.* L. *v. aculeata* L.
a. *Pecten islandicus* Müll.
b. *Mytilus edulis* L.
b. *Modiola (Mytilus) modiolus* L.
a. *Dacrydium (Siphonodentalium) vitreum* Möll.
a. *Crenella decussata* Mont.
a. *Arca glacialis* Gray.
b. *Cyprina islandica* L.
a. *Astarte (Tridonta) borealis* Ch.
a. *Astarte compressa* L. (= *elliptica* Brown.).
a. *Tellina (Macoma) calcarea* Ch.
a. *Mya truncata* L.
a. *Saxicava arctica* L.
a. *Puncturella noachina* L.
a. *Margarita cinerea* Couth.
a. *Velutina undata* Brown.?
a. *Trophon clathratus* L. [1]).
b. *Buccinium undatum* L.

och rester af Echinoideer och Lithothamnier.

Här förekomma sålunda 18 säkert igenkända former, bland hvilka 12 (67 %) äro arktiska och 6 (33 %) boreala.

Banken täckes af ett moränskikt, som påtagligen rasat ned från den branta fjällsluttningen.

Högre uppe än till Čoalbmejäur har man sig ej bekant att marina mollusklemningar skulle anträffats. Vid Svanvik, vid NW sidan af Čoalbmejäur, har J. Holmboe (l. c.) undersökt en skalgrusförekomst c. 17 m ö. h., hvilken bank innehåller 15 arter, hvaraf 10 (67 %) äro arktiska och 5 (33 %) boreala former.

[1]) jämf. noten p. 100. Exemplaret är 31 mm långt.

### Holmengraafjord.

Enligt meddelande af min vänlige hantlangare Per Olsen Pak, Kirkenes, ligger en skalgrusbank långt uppe på land vid Luutshaphäh'njarga c. 10—20 m ö. h.

### Jakobsgrændseelv.

Herr Dr. A. B. Wessel, Kirkenes, meddelade mig, att skalgrus anträffas vid en landsvägssväng c. 5 km från älfmynningen. Höjden enligt topografkartan $<$ 30 m.

II.

# Sammanfattning.

## Nivåförändringarna.

I naturen kan man följa särskilda strandlinjer på längre eller kortare sträckor från ort till ort. Därvid visar det sig, att somliga af dessa äro kraftigare utbildade och uppträda så godt som på alla lokaler inom undersökningsområdet, andra åter hafva kortare utsträckning och slutligen synas somliga vara helt lokala, beroende på att för deras utbildning varit rådande särdeles gynsamma betingelser. För strandlinjer med allmännare utbredning äro de i det föregående anförda mätningarna sammanförda i diagrammet 2, Tafl. 4.

Ordinatan representerar tångranden. Utgående från denna äro de successiva höjdtalen afsatta som abscissor åt vänster, lokal för lokal. Sammanbindas nu de samhöriga höjdpunkterna erhållas buktande kurvor.

Granskar man närmare dessa kurvor finner man tvenne egenheter.

1:o. Kurvorna förlöpa ej parallelt.

Detta kan till en del bero af aneroidmätningarnas osäkerhet. Felet, som förorsakats häraf, bör dock i regeln falla inom gränserna $\pm$ 2 m.

Men det är dessutom möjligt att vid kombinationen ett och annat misstag förekommit. Det kan nämligen hända, att en sporadisk strandbildning af inskränkt utsträckning på grund af till-

fälligtvis gynsamma omständigheter kraftigt utvecklats på en ort, under det att en vid ungefär samma nivå danad, allmänt fortlöpande strandlinje sammastädes är mindre iögonenfallande. De fel, hvilka kunnat uppstå genom en osäker kombination, torde dock ej vara många.

Det kan väl därför fastslås, att diagrammets kurvor hvar för sig i hufvudsak representera strandlinjens relativa lägen under hvart sitt speciella tidsafsnitt, och att divergenserna mellan dem hufvudsakligen betingas af landets olikformiga emersion.

2:o. Kurvorna längd ökas från I $\alpha$ till I $\varepsilon$.

Den starkast höjda strandlinjen, I $\alpha$, omsluter endast Varangerhalföns östra hälft. Den omedelbart nedanför denna belägna linjen, I $\beta$, utsträcker sig redan till de yttre delarna af Tanafjord och dess fortsättning iakttogs utmed större delen af Varangerhalföns S-kust. Strandlinjer vid längre nivåer, I $\varepsilon$, II A, fortlöpa däremot utan afsevärda afbrott utmed alla Ost-Finmarkens kuster.

Detta förhållande vore man kanske böjd att tillskrifva degradationen, främst vittringens och flytjordens utplånande verkningar. Strandbildningarna blefvo nämligen påtagligen jämförelsevis mindre fullkomligt utbildade i de kringstängda fjordbottnarna än ute vid hafskusterna, och voro till följd häraf lättare förstörbara i områdets inre delar. Af direkta observationer framgår dessutom, att strandlinjerna inåt landet i regeln äro starkare nedätna. Det är dock otänkbart, att, om de högre belägna strandlinjerna verkligen utbildats äfven inåt landet, desamma blifvit så fullständigt utplånade, att man ingenstädes återfinner spår af dem.

Konsekvensen är den, att högsta marina gränsen trappstegsvis faller från högre till lägre emersionsnivå i riktning åt söder, inåt land. Då den negativa strandförskjutningnn inträdde var åtminstone större delen af Ost-Finmarkens kuster täckt af den kvartära landisen och isolerad från hafvets omedelbara famntag, men i den mån landhöjningen fortskred afsmälte inlandsisen och lemnade allt större landsträckor tillgängliga för hafsbränningarnas angrepp. Först när isen ej mera nådde ned till hafvet kunde fortlöpande strandlinjer omfatta hela ost-finmarkskusten.

En dylik förklaring har under senare tid W. Ramsay [1]) tillämpat på analoga förhållanden i södra Finland, Th. Thoroddsen [2]) på Island och G. De Geer [3]) i Norrbotten.

Denudationsföreteelserna bekräfta att de högsta, längst ut mot hafvet liggande strandbildningarna vid nivån I $\alpha$ äro de älsta och att de följande, I $\beta$ – II A, äro dess yngre på ju lägre nivå de uppträda.

Sålunda kan man vid lokalerna utmed Ishafskusten och i Nordvaranger, där högre vegetation saknas, öfverallt tydligt märka, att vittringen är längst framskriden vid den högsta strandlinjen, hvilken följaktligen tidigast blef utsatt för atmosfäriliernas påkänning, men aftager härifrån gradvis mot längre nivå. Mindre erosionsdalar, hvilka på grund af expositionen och sin byggnad böra tolkas som danade efter nedisningen, äro djupare inätna vid högre nivåer. Vid älffåror, hvilka inskurits i mjukare bärggrund, t. ex. Monselven vid Komagvær, kan man dessutom konstatera, att älfsprångens uppträda vid de lägre terrassernas ytterrand eller vid nivåer, hvilka påtagligen korrespondera med densamma. Ofvanför älfsprångens få då erosionsbeloppen plötsligt ett tillskott, hvilket tyder på en längre tid af erosion ofvanför älfsprångens än nedanför dem. I några fall hafva de högre terrasserna så fullständigt genomskurits, att, t. ex. vid Krampenes, en ganska jämn fors uppkommit, se tafl. 2, 1.

Dessa företeelser gifva sålunda vid handen, att erosionen hunnit i hög grad angripa de högre strandlinjerna under en tid då abrasionen utbildade de lägre, hvilka först senare genom landhöjningen förflyttades ofvanom denudationsbasen.

Analoga iakttagelser har W. Ramsay [4]) gjort utmed den angränsande Murmankusten.

[1]) Till frågan om det senglacjala hafvets utbredning i södra Finland, Fennia 12, N:o 5, p. 25.

[2]) Hypotesen om en postglacial Landbro over Island og Færøerne set fra et geologisk Synspunkt. Ymer 1904 p, 399.

[3]) Den senkvartära landhöjningen kring Bottniska viken. G. F. F. 20, p. 392.

[4]) Die geologische Entwiklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit, Fennia 16, N.o 1 p. 60—63.

Som af följande tabell framgår återfinner man på Fiskarhalfön och Kildin direkta fortsättningen på Ost-Finmarkens strandlinjer.

| p. [1]) | Observationslokal. | I α | I β | I γ | I ε | II A |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | *Fiskarhalfön.* | | | | | |
| 60 | Kutovaja . . . . . | — | — | — | 73 m | — |
| 61 | Tri Korovy . . . . . | — | 86 m | — | 70 m | — |
| » | Malaja Karabeljnaja . . | — | — | — | 68 m | — |
| » | Gavanj Novoj Semlji . . | 91 m | — | — | — | — |
| » | Motovskij Saliv SW . . | 91 m | 85 m | — | 69 m | — |
| » | Tsip Navolok . . . . | c. 100 m | — | — | 56 m | 21 m |
| 62 | Waida Guba . . . . | c. 100 m | — | — | 56 m | 22 m |
| » | Bumangfjord . . . . | — | — | — | — | 25,5 m |
| | *Kildin.* | | | | | |
| 64 | Mys Mogilnij . . . . | — | — | — | 51 m | 21 m |
| 65 | Mys Bykoff . . . . . | 90 m | 80 m | 69 m | 52 m | |
| » | Mys Prigonnij N . . . | 96 m | 77 m | — | 51 m | |
| » | » » E . . . | 96 m | — | — | 50 m | |
| | *Murmankustens östra del.* | | | | | |
| 69 | Gavrilovo . . . . . | — | — | 65 m | 39 m | 17 |
| 70 | Portschnicha . . . . . | — | — | 62 m | — | 14 m |
| 71 | Kekora . . . . . | — | — | 60 m | 38 m | 15 m |
| 72 | Rynda . . . . . | — | — | 58 m | 40 m | 15 m |
| 73 | Solotaja Guba . . . . | — | — | 57 m | 41 m | — |
| » | Tschegodajeff . . . . | — | — | 52 m | — | — |
| 76 | Charlofka . . . . . | — | — | 49 m | 35 m | 13 m |
| » | Litsa . . . . . | — | — | 45 m | 28 m | — |
| 78 | Warsinsk . . . . . | — | — | 37 m | 24 m | 11 m |

I tabellen äro de af Ramsay anförda höjdtalen transponerade till min normalbas, modul + 1 m.

Ramsay har emellertid med reservation [2]) uttalat sig för en viktig åldersskillnad mellan dessa strandlinjer. Han har tilldelat

[1]) Paginatal i Ramsays ofta anförande arbete i Fennia 16, N:o 1.

[2]) l. c. p. 123

de högre belägna, 1 $\alpha$—1 $\gamma$, interglacial ålder på grund däraf, att de denudationsfenomen, hvilka äro förknippade vid desamma, stå i så påfallande kontrast mot de lägres jämförelsevis friskare habitus. I synnerhet är linjen 1 $\varepsilon$ vid Murmankusten utomordentligt skarpt utpräglad som erosionsbas; och det är vid denna som Ramsay förlagt åldersgränsen.

På Varangerhalfön har jag ej funnit en så tvär motsats i denudationsgraden ofvanför 1 $\varepsilon$ och nedanför densamma. Öfvergången är här tvärtom jämförelsevis kontinuerlig. På grund häraf synes mig ej en så betydelsefull åldersskillnad äga rum mellan strandbildningarna i fråga, som den Ramsay antagit.

Motiven för min tolkning äro äfven andra. Jag skall vid tal om glaciationen mera ingående diskutera denna fråga.

De strandmärken, hvilka utbildades under landets djupaste observerade sänkningsläge 1 $\alpha$, äro synnerligen kraftigt utvecklade med hänsyn till att de under den jämförelsevis längsta tidrymden måstat motstå den subaërila denudationen. Vid branta klippkuster såsom t. ex. vid klinten väster om Havningberg, märker man vidare, att bärgstupornas hällar i någon höjd ofvanför nivån 1 $\alpha$ äro betydligt starkare vittrade än vid densamma. En anmärkningsvärd omständighet är också, att den fossila flytjorden, hvilken påtagligen förskrifver sig från en tid då fuktighetsgraden i moränen var mycket riklig, möjligen från landisens afsmältningstid, uppträder i Nordvaranger endast ofvanför emersionsnivån 1 $\alpha$. Allt detta visar, att vi här stå vid den högsta strandlinje, som här någonsin utbildats efter det landet blef isfritt. Men i allmänhet framträder dock ej denna strandlinjenivå som utpräglad erosionsbas. Har landet relativt hastigt passerat genom det djupaste sänkningsläget, bör väl en strandlinje med likartad morfologisk byggnad som den beskrifna hafva uppkommit. Men det är äfven tänkbart, att landisen under den mest omfattande sänkningen täckte allt land och hindrade utbildningen af en det maximala sänkningsläget motsvarande strandlinje.

Fossilförande aflagringar, med ledning af hvilka W. C. Brög-

ger [1]) i Kristianiafältet sträfvat till lösning af frågan, saknas i samband med de äldre strandlinjerna i Ost-Finmarken.

Frågan om det senglaciala maximala landsänkningsbeloppet i Ost-Finmarken står sålunda t. v. öppen.

Strandbildningarna i Ost-Finmarken synas mig alltså härröra från ett höjningsskede, hvilket vidtog vid tiden för den sista kvartära landisens afsmältning. Höjningen har sedermera fortgått intermittent, i det att perioder af rörelse alternerat med pauser, under hvilka landet befann sig i hvila. De kraftiga strandlinjerna utmärka dessa hvilolägen.

## Klassifikation af strandlinjerna i Ost-Finmarken.

Med hänsyn till de växlingar, hvilka naturförhållandena undergått under det senkvartära höjningsskedet, kan man i Ost-Finmarken, liksom annorstädes inom Fennoskandia, fördela strandlinjerna på tvenne afdelningar:

1:o. Senglaciala strandlinjer.

2:o. Postglaciala strandlinjer.

Under den senglaciala tiden var hafvets transgression mest omfattande och högarktiska förhållanden synas hafva varit rådande. När den postglaciala tiden inträdde, var redan större delen af landhöjningen fullbordad och luftstrecket hade undergått en förbättring. Öfvergången mellan dessa afdelningar är ej markerad.

Inom den senglaciala afdelningen hafva vid fyra landlägen utpräglats strandlinjer, hvilka motsvaras af kurvorna I $\alpha$—I $\varepsilon$ i diagrammet 2, tafl. 4.

Äfven inom den postglaciala afdelningen finner man flere ofvan hvarandra liggande, fortlöpande strandlinjer. Mina observationer tillåta emellertid att till diskussion upptaga endast en nivå, hvilken representeras af kurvan II A i samma diagram.

Relationen mellan Kolahalföns och Ost-Finmarkens nivåförändringar framgår af följande tabell:

[1]) Om de senglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet, N. G. U. 31.

| | | Kolahalfön. Ramsay. | Ost-Finmarken. Tanner. |
|---|---|---|---|
| Sänkningsfas. | | | Landis. |
| Höjningsfas. | I Afd. | »Interglaciala strandlinjer.» | I $\alpha$<br>I $\beta$ } Senglaciala strandlinjer.<br>I $\gamma$ }<br>I $\varepsilon$ |
| | | Senglaciala strandlinjen. | |
| | II Afd. | Postglaciala strandlinjen. | II A. Postglaciala strandlinjer. |
| | | Recenta strandlinjer. | Recenta strandlinjer. |

## Afdelning I.

### Nivåerna I $\alpha$, I $\beta$ och I $\gamma$.

I följande tabell äro höjdtalen i meter öfver tångranden angifna för de strandlinjer, hvilka utbildats under landlägena I $\alpha$, I $\beta$ och I $\gamma$.

| Sida. | Observationslokal. | Nivå I $\alpha$. | Nivå I $\beta$. | Nivå I $\gamma$. |
|---|---|---|---|---|
| | *Tanafjord.* | | | |
| 23 | Vagge-Stangenes. . . . . | – | 63,8 | |
| 26 | Lille Molvik . . . . . | — | 63 | 51,5—50 |
| 27 | Breivik . . . . . | -- | — | 50 |
| 28 | Græsdalen . . . . . | — | > 57 | — |
| 29 | Store Molvik . . . . . | — | 59 | c. 46 |
| 30 | Kvitnes . . . . . | — | 57,5 | 37,5 |
| 31 | Kvitneselvdal . . . . . | — | 59 | — |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| | *Varangerhalföns N-kust.* | | | |
| 33 | Skonsvikelvdal | — | — | 38 |
| » | Svartneshaug | — | 58 | 40 |
| 34 | Berlevaag | — | > 55 | 39 |
| 37 | Makur | 74,5 | 60 | 46 |
| » | Sylteklubben | 81 | — | 50 |
| 41 | Syltefjord | 77 | — | — |
| » | D:o mot S. | 79 | — | 50 |
| » | Nordfjord | 80 | — | 51 |
| 43 | Inre Syltevik | — | — | c 45 |
| 47 | Havningberg I | > 69 | — | 46,5 |
| » | D:o 3 E. | > 73 | — | 48,5 |
| » | D:o 3 W. | 76 | — | 47,5 |
| » | D:o 4 | 76,5 | 59 | 49,5 |
| » | D:o 5 | > 73 | — | — |
| » | Harbaken | c. 75 | 61 | 50 |
| » | Havningberg 6. | > 70 | — | — |
| » | D:o 7. | 78,5 | — | 51 |
| 50 | Domen 2. | 75 | 64,5 | — |
| » | D:o 6. | 75 | — | 56 |
| » | Kibergvand 4 E | 77 | — | 57 |
| » | Forsen | c. 77 | — | — |
| » | Kibergvand 4 W | c. 73 | 66,5 | 58,5 |
| | *Varangerfjords nordstrand.* | | | |
| 51 | Kiberg | > 77, < 83 | 73 | 62 |
| 54 | Falkeflauget | 85,5 | < 76,5 | — |
| » | Troldelven | 84,5 | — | 62 |
| » | Komagvær | 85 | 71 | — |
| 55 | Skalneset | > 84 | — | 70 |
| 56 | Krampenes | 90 | 79,4 | — |
| 61 | Vadsö 1 | — | — | 78 |
| » | D:o 2 | 98 | — | |
| » | D:o 3 | — | — | 78 |
| » | D:o 4 | — | — | 79 |
| » | D:o 5 | 96,5 | — | 79 |
| 62 | Tomaselv | 97 | — | 77 |
| » | Makkefjeld | > 95,5? | — | — |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 63 | Paddeby . . . . . | c. 98 | — | 80 |
| 64 | Karjel . . . . . | — | 92,5 | 80 |
| » | Klubben . . . . . | — | — | 82 |
| 65 | Per-Larsaviken . . . | — | — | c. 85 |
| 66 | Mortensnes 1 . . . . . | — | 95? | 82 |
| » | D:o 3 . . . . . | — | — | 86? |
| 67 | Næsseby . . . . . | — | — | < 90 |
| » | Abelsberg . . . . . | — | — | 84 |
| 68 | Gornitak . . . . . | — | — | > 78 |
| » | Mæskelven . . . . . | — | — | 84 |
| | *S om Varangerfjord.* | | | |
| 72 | Bigganjarga . . . . . | — | — | 87 |
| » | Reikielvfjeldet . . . . . | — | — | 88 |
| » | Reppen . . . . . | — | — | 86 |
| » | Veinesbugten . . . . . | — | — | c. 90 |
| » | Nyelven . . . . . | — | — | 90,5 |
| 75 | Gandviken . . . . . | — | — | 90 |
| » | Bugöfjord . . . . . | — | — | = > 86,8 |
| 76 | Staanga . . . . . | — | — | 89 |
| » | Munkvaselv . . . . . | — | — | 91 |
| 77 | Renöen . . . . . | — | — | 80 |
| » | Nilsheim . . . . . | — | — | c. 82 |
| 78 | Kirkenes . . . . . | — | — | 85 |
| 81 | Sandnes . . . . . | — | — | 90 |
| » | Langfjordbotn . . . . . | — | — | c. 90,5 |
| » | Langfjordvand . . . . . | — | — | c. 92 |

## Nivå 1 $\alpha$.

Då landet låg sänkt till denna nivå, var största delen af Fennoskandia ännu täckt af landis. E om Tanafjord funnos några nakna kustbräm. Sådana voro östra delen af Varangerhalfön mellan Baasfjord och Jakobselv samt större delen af Fiskarhalfön och Kildin. Israndens ungefärliga läge framgår af gränslinjen 1 $\alpha$ i diagrammet 2, tafl. 6.

På kartan 2, tafl. 5 har jag uppdragit isobaser för 80, 85 och 90 meter. Deras förlopp på ryskt område har professor W. Ramsay godhetsfullt kontrollerat.

Beräknad enligt A. Hellands förfarande [1]) får gradienten följande värden:

| Observerad triangel. | | Fallriktning. | Fall per km i m. | Fallvinkel. |
|---|---|---|---|---|
| Makur . . . . . | 74,5 m | | | |
| Havningberg 3 W . . . | 76 m | N 12° E | 0,30 | 0° 1′ 2″ |
| Krampenes . . . . . | 90 m | | | |
| Nordfjord . . . . . | 80 m | | | |
| Havningberg 3 W . . . | 76 m | N 39° E | 0,31 | 0° 1′ 4″ |
| Krampenes . . . . . | 90 m | | | |

## Nivå 1 $\beta$.

Då landet höjt sig till detta läge kvarlåg ännu landisen öfver Varangerhalföns SW-del och landet S om Varangerfjorden. Äfven på Fiskarhalfön och Kildin hade väl isranden ryckt något mot S. 1 $\beta$ i diagram 2, tafl. 6 angifver landisens ungefärliga nordgräns.

Gradienten erhåller enligt grafisk beräkning följande värde:

| Observerad triangel. | | Fallriktning. | Fall per km i m. | Fallvinkel. |
|---|---|---|---|---|
| Makur . . . . . | 60 m | | | |
| Domen 2 . . . . . | 64,5 m | N 37° E | 0,49 | 0° 1′ 41″ |
| Krampenes . . . . . | 79,4 m | | | |

## Nivå 1 $\gamma$.

När hafvet utarbetade strandlinjen vid denna nivå var hela Varangerhalfön isfri liksom Sydvaranger, Fiskarhalfön och Kildin

[1]) Strandliniernes fald, N. G. U. 28 N:o 2.

samt Murmankusten mellan Teriberka och Varsinsk (1 $\gamma$ i diagrammet 2, tafl. 6). Marina transgressionens utsträckning vid denna tid i inre delarna af Tanafjord är ej ännu säkert fastställd. Vid Grönnes och Benjaminbukten förekomma tydliga strandbildningar vid resp. 6 och 8 m öfver 1 $\varepsilon$. De nå sålunda ej upp i nivå med 1 $\gamma$, som enligt extrapolation här borde nått c. 12 m öfver 1 $\varepsilon$. Jag är därför böjd att tro, att de uppstått på grund af tillfälliga, gynsamma betingelser under regressionstiden 1 $\gamma$—1 $\varepsilon$, främst dock därför, att man längre inne i Tanadalen, så vidt jag har mig bekant, ej funnit strandbildningar ofvanför nivån 1 $\varepsilon$. Är denna uppfattning riktig, bör en jökel ännu vid denna tid hafva kalfvat i Tanafjord.

Genom sammanställning af A. Bravais [1]), R. Chambers [2]), A. Lehmanns [3]), H. Mohns [4]), K. Pettersens [5]), A. M. Hansens [6]), A. Hellands [7]), J. H. L. Vogts och J. Rekstads [8]), undersökningar finner jag det troligt, att Pettersens 56 meters strandlinje vid

---

[1]) Sur les lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark.

[2]) Personal Observations on Terraces and other Proofs of Changes in the Relative Level of Sea and Land in Scandinavia. The Edinburgh New Philosophical Journal, vol. 48.

[3]) Über ehemalige Strandlinien in anstehendem Fels in Norwegen. Halle 1879.

Neue Beiträge zur Kentniss der ehemaligen Strandlinien in anstehendem Gestein in Norwegen. Halle 1881.

[4]) l. c.

[5]) Det nordlige Norge under den glaciale og postglaciale tid. (separat ur Tromsö Museums Aarshefter, V, 1885).

Kvartærtidens udviklingshistorie efter det nordlige Norge (separat, ibid. IX, 1886).

[6]) Strandlinje-studier, Archiv for Math. og Naturviden., Bd. XIV och XV.

[7]) Strandliniernes fald, N. G. U. 28, N:o 2.

[8]) Vogt och Rekstad: Søndre Helgelands kvartærgeologi, N. G. U. 29.

Rekstad: Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge, Bergens Museums Aarbog 1905, N.o 2.

Anm. Chambers' och Lehmanns arbeten hafva ej varit mig tillgängliga annat än genom Hansens (l. c.) referat.

Tromsö [1]) danats under detta transgressionsskede [2]). Följaktligen förekom äfven inom en del af Nordland isfritt land under denna tid.

Gradienten erhåller följande värden enligt grafisk beräkning:

| Observerad triangel. | | Fallriktning. | Fall per km i m. | Fallvinkel. |
|---|---|---|---|---|
| Svartneshaug . . . . . | 40 m | | | |
| Havningberg 7 . . . . . | 51 m | N 16° E | 0,57 | 0° 1′ 57″ |
| Abelsberg . . . . . | 84 m | | | |
| Langfjordbund . . . . | 90,5 | | | |
| Renöen . . . . . | 80 | N 55° E | 0,55 | 0° 1′ 53″ |
| Gandvik . . . . . | 90 | | | |

Vid den anförda 56 meters terrassen vid Tromsö har K. Pettersen funnit fragment af mollusker [3]). I Ost-Finmarken äro däremot marina littoralfaunarester från denna tid icke anträffade. Möjligen saknades grundtvattensfaunan till följd af landisens närhet, hvarigenom massor af bräckvatten fördes ut i littoralzonen, jämför G. De Geer [4]) och H. Munthe [5]).

## Nivå 1 *ε*.

När landet intog läget 1 *ε* hade isen fullständigt bortsmält från Ost-Finmarkens och Kolahalföns kusttrakter. Nu utbildades

[1]) Se l. c. 5, b. p. 71.

[2]) Närmast under denna strandlinje befinner sig nämligen vid 48 m en strandterrass, hvilken visar sig vara så förträffligt utvecklad äfven annorstädes i Tromsötrakten, att den påtagligen där utmärker den i det följande beskrifna emersionsnivån 1 *ε*.

[3]) l. c.

[4]) Die quartären Niveauveränderungen: der gegenwärtige Standpunkt der Frage und Aufgaben für künftige Untersuchungen. Förhandl. vid nordiska Naturforskare- och läkaremötet i Helsingfors 1902. Sekt. geol. och min. N:o 18, p. 40.

[5]) G. F. F. 28, p. 110.

en mycket tydlig strandlinje, hvilken utan afsevärda afbrott sluter sig rundt fastlandet och de dåvarande öarna, af hvilka »Varangerön» och »Fiskarön» voro störst.

I följande tabell har jag sammanfattat de mätningar, hvilka angifva linjen 1 *ε*:s höjd öfver nuvarande tångrand:

| Sida. | Observationslokal. | Höjd öfver tångranden i m. |
|---|---|---|
| | *Tanafjord.* | |
| 17 | Seida | 65 |
| 18 | Smalfjord | 55 |
| 19 | Benjaminbugten | 50 |
| 20 | Grönnes | < 53 |
| » | Gavisluoht | c. 51,5 |
| 21 | Lavvo'njarga | 49 |
| 23 | Vagge | c. 48,5 |
| 24 | Vagge-Stangenes | 48,9 |
| 27 | Lille Molvik | 42—40 |
| » | D:o N. | 40 |
| » | Breivik | 39,5 |
| 30 | Store Molvik | 31, 5—33 |
| 32 | Kvitnes | 28 |
| | *Varangerhalföns N-kust.* | |
| 33 | Skonsvikelvdal | 29 |
| 34 | Svartneshaug | 29 |
| » | Berlevaag | 28 |
| 37 | Makur | 35,5 |
| 39 | Sylteklubben | 38,5 |
| 41 | Syltefjord | 43 |
| 42 | Nordfjord | 41 |

| | | |
|---|---|---|
| 43 | Inre Syltevik . . . . . | 39,5 |
| 47 | Havningberg 2 . . . . . | 38,5 |
| » | D:o 3 W . . . . | 37,5 |
| » | D:o 4 . . . . . | 38,5 |
| » | D:o 5 . . . . . | 40 |
| » | D:o 6 . . . . . | 40,5 |
| » | D:o 7 . . . . . | 41 |
| 50 | Domen 2 . . . . . | 44 |
| » | Kibergvand 4 E . . . . | 47,5 |
| | *Varangerhalföns S-kust.* | |
| 51 | Kiberg . . . . . | 48 |
| 54 | Falkeflauget . . . . . | 50 |
| » | Troldelven . . . . . | 49 |
| » | Komagvær . . . . . | 51 |
| » | Kvalneset . . . . . | 46 |
| 55 | Skalneset . . . . . | 58,5 |
| 56 | Krampenes . . . . . | 60 |
| 61 | Vadsö 3 . . . . . | 62 |
| » | D:o 4 . . . . . | 65 |
| » | D:o 5 . . . . . | 66 |
| 62 | Tomaselv . . . . . | 68 |
| » | Makkefjeld . . . . . | 67,5 |
| 63 | Paddeby . . . . . | 70 |
| » | Karjel . . . . . | 69 |
| 64 | Klubben . . . . . | 70 |
| 65 | Per-Larsaviken . . . . . | 68,5 |
| 66 | Mortensnes 1 . . . . . | 70,5 |
| » | D:o 2 . . . . . | 68 |
| » | D:o 3 . . . . . | 71,5 |
| 67 | Næsseby . . . . . | 70 |
| 67 | Abelsberg . . . . . | 71 |

| | | |
|---|---|---|
| 68 | Mæskelven . . . . . | 69 |
| » | Nyborg . . . . . | 71,5 |
| | *I S från Varangerfjorden.* | |
| 69 | Bigganjarga . . . . . | 73 |
| » | Karlbotn . . . . . | > 69 |
| 70 | Reikielvfjeldet . . . . . | 73,5 |
| 71 | Reppen . . . . . | 74,5 |
| » | Veinesbugten . . . . . | 74,5 |
| 72 | Nyelven . . . . . | 74,5—79 |
| 75 | Gandvik . . . . . | 76 |
| » | Sopnes-Bugöfjord . . . . . | 77 |
| » | Bugöfjord S. . . . . | 76,5 |
| 76 | Neidenfjord-Staanga . . . . . | 80 |
| » | D:o Munkvaselv . . . | 81,5 |
| 77 | Renöen . . . . . | c. 70 |
| 78 | Nilsheim . . . . . | 71,5 |
| 78 | Kirkenes . . . . . | 73 |
| 81 | Sandnes . . . . . | 78 |
| » | Langfjordbotn . . . . . | 82 |
| » | Langfjordvand . . . . . | 82,8 |
| 82 | Klistervand . . . . . | c. 82 |

Gradienten har enligt grafisk beräkning följande värden:

| Observerad triangel. | | Fallriktning. | Fall per km i m. | Fallvinkel. |
|---|---|---|---|---|
| Lavvo'njarga | 49 m | | | |
| Makur | 35,5 m | N 12° E | 0,40 | 0° 1′ 22″ |
| Krampenes | 60 m | | | |
| Makur | 35,5 m | | | |
| Havningberg 5 | 40 m | N 19° E | 0,41 | 0° 1′ 24″ |
| Krampenes | 60 m | | | |
| Havningberg 5 | 40 m | | | |
| Krampenes | 60 m | N 27° E | 0,43 | 0° 1′ 28″ |
| Kiberg | 48 m | | | |
| Bugöfjord | 77 m | | | |
| Kirkenes | 73 m | N 41° E | 0,64 | 0° 2′ 12″ |
| Langfjordvand | 82,8 m | | | |

Fallvinkeln är sålunda något större i Sydvaranger än på Varangerhalfön. Riktningen för den forna strandytans starkaste lutning vänder gradvis mera ostvart ju närmare man kommer mot Varangerfjordens mynning.

På kartorna 1 och 2, tafl. 5 äro isobaserna för detta landläge uppdragna.

Isobaserna visa god öfverenstämmelse med de förlopp, hvilka W. Ramsay tidigare gifvit desamma [1]). Äfven G. De Geer's isobaser [2]) öfverensstämma väl med mina. Däremot afvika J. H. L. Vogts och J. Rekstads [3]) samt J. Holmboes [4]) 50 m isobaser väsentligen från det rätta läget.

Enligt beräkning sträcker sig 0-isobasen

$\frac{28}{0{,}40}$ = c. 70 km N om Kvitnes och

[1]) Fennia 16, N:o 1, p, 133.

[2]) Skandinaviens geografiska utveckling, tafl. 3. Om landhöjningen kring Botniska viken, karta, G. F. F. XX.

[3]) Søndre Helgelands kvartærgeologi N. G. U. 39 p. 82.

[4]) Om faunaen i nogle skjælbanker og lerlag ved Norges nordlige kyst, N. G. U. 37, p. 53.

$\frac{40}{0{,}41}$ = c. 97 km NNE om Havningberg.

Dessa beräknade afstånd äro dock endast minimigränser för den verkliga o-isobasen, hvilket synes mig framgå af det faktum, att de på kartan uppdragna 30, 40, 50 och 60 meters isobasernas inbördes afstånd successivt ökas, eller med andra ord gradienten minskas utåt hafvet.

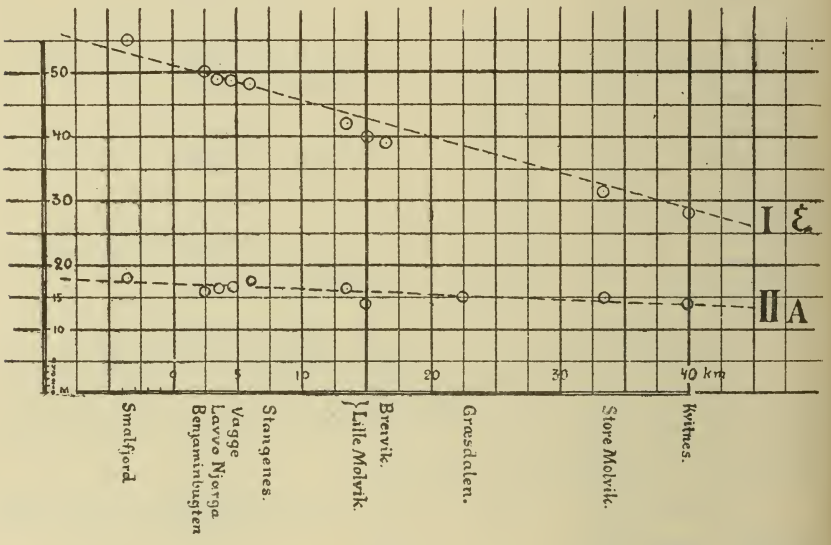



Fig. 21.

Diagrammen fig. 21 och 1 tafl. 4 återgifva grafiskt relationen mellan I ε och nutidens strandlinje, hvilken i diagrammen representeras af abscissorna. (II A är postglaciala strandlinjen.)

Som redan nyss anfördes är gradienten olika stor i Sydvaranger och på Varangerhalfön. Detta framgår öfverraskande tydligt af det senare diagrammet, där nivåprojektionerna för resp. områden ej mötas i dislokationsytan.

Det sistnämnda förhållandet kan tydas så, att mellan senglacial och postglacial tid en ny dislokation inträffat under Varangerfjorden utmed den stora (miocena?) förkastningsytan, som är gräns mellan formationsgebiten, jämf. p. 7. Härigenom skulle skifferformationen sprungit c. 6 m i höjden. Att dylika unga för-

kastningar icke äro alldeles sällsynta framgår af F. Wahnschaffes [1]), H. Munthes [2]), m. fl. arbeten. Vid Tanafjord har J. E. Rosberg, enligt personligt meddelande, funnit postglaciala förkastningar, och sommaren 1904 fann jag bland Vätsherfjällen i nordöstra Enare en vertikalförskjutning i en strierad rundhäll.

Genom den jämna inklination, hvilken jag gifvit isobaserna på kartorna 1 och 2, tafl. 5, framgår emellertid, att jag anslutit mig till en annan, mera sannolik tolkning. Jag är nämligen snarare böjd att tro, att diskontinuiteten i diagrammet betingas däraf, att projektionssnittet öfvertvärar en depressionslob vid mynningen af Varangerfjord. Man kan nämligen hvarken vid Karlbotn eller Murmankusten (genom strandlinjernes förhållande) konstatera en postglacial dislokation i förkastningsytans fortsättning. Det är därför troligt, att äfven landet under Varangerfjorden varit underkastadt en kontinuerlig differentialrörelse, hvilket alternativ den böjda linjen i det senare diagrammet återgifver.

I Ost-Finmarken och på Kolahalfön har man ej i samband med linjen $I_\varepsilon$ upptäckt rester af hafsfauna. Af K. Pettersens [4]) och J. Rekstads [5]) undersökningar längs Atlanterkusten upp till Tromsö och H. Stjernvalls [3]) fynd i Kuolajärvi, W om Hvitahafvet, torde man emellertid kunna sluta sig till, att hafvets hydrologiska förhållande varit rent arktiskt äfven i Finmarken vid denna tid.

Den topografiska fördelningen af land och vatten var något afvikande från den nutida. Smala sund åtskiljde »Varangerön» och den därmed homologa »Fiskarön» från fastlandet, och Varangerfjorden sände långa smala bifjordar ända in i Finland.

[1]) Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, p. 74. Stuttgart 1901.

[2]) G. F. F. 27, p. 346.

[3]) l. c.

[4]) Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge: Bergens Museums Aarbog 1905 N:o 2.

[5]) Nordöstra Kuusamo och sydöstra Kuolajärvi. Vetenskapliga meddelanden af Geografiska Föreningen i Finland 1, p. 213.

Med ledning af forstmästar Granits uppgifter har W. Ramsay på sin karta [1]) antydt en sundförbindelse mellan Enare träsk och Ishafvet genom Munkelvdalen (Uutuajoki). Trots fem särskilda besök i Munkelvdalen kan jag emellertid icke bekräfta Granits uppfattning. De högsta skönjbara spåren efter hafvets inverkan nå i Munkelvdalen till trakten af Jankkila, c. 4 km i SW från riksgränsen, c. 96 m (a.). Enare träsks yta befinner sig enligt O. Ollila [2]) 117,4 m ö. h. Mina aneroidbestämningar, hvilka utgått från Enare sjös yta, gifva för Munkelvdalens passhöjd värdet c. 140 m. Genom extrapolation erhåller man för I $\varepsilon$:s emersionsbelopp därstädes värdet 110—115 m. En sundförbindelse kan sålunda ej här hafva förekommit under transgressionen vid I $\varepsilon$. Däremot tala sträckvis uppträdande barsköljda, af svallrader kantade klippor, blockstenshopar och grunda jättegrytor för, att en mäktig vattenmassa en gång aftappats genom dalen.

De berörda kommunikationsförhållandena äro ej ännu nöjaktigt klarlagda i Patsjokis (Pasvigelv) dalstråk. Dock synes redan nu en omständighet tala för en sundförbindelse mellan Enare och Ishafvet genom dalsänkan i fråga. Vid Patsjoenniska förekomma nämligen vackra abrasionsterrassbildningar i grusstränderna c. 18 m öfver Enare eller c. 135 m öfver hafvet, hvilken höjd sammanfaller med det extrapolerade emersionsbeloppet för I $\varepsilon$ härstädes.

### Öfvergångsnivåerna I $\varepsilon$—II A.

Mellan nivåerna I $\varepsilon$ och II A hafva diverse strandlinjer utbildats. I Nordvaranger finner man midt emellan I $\varepsilon$ och II A t. o. m. gränsterrasser, vid hvilka breda, utsinade älffåror mynna.

Klimatet synes hafva raskt förbättrats. De inom Ost-Finmarken högstbelägna subfossila mollusklemningarna vid Sylferbugten synas gifva vid handen, att hafvet mot slutet af denna period hade en öfvervägande borealt-arktisk prägel.

---

[1]) l. c. p. 132.

[2]) Kartta Utsjoen pitäjästä ja pohjois-Inarista, Geografiska Föreningens tidskrift 1905, p. 81.

Från och med samma hafsstånd, vid hvilket de berörda molluskerna lefde, begynna bruna, andesitiska pimpstenar uppspolas på Ost-Finmarkens kuster.

Bland märkeliga geografiska omgestaltningar från denna tid må nämnas, att »Varangerön» nu blef landfäst.

## Afdelning II.

### Nivå II A.

De första dominerande strandbildningar, hvilka man påträffar ofvanför den nuvarande hafsstranden, representera i regeln läget II A.

Genom sammanställning af mätningarna finner man för detsamma följande höjningsbelopp:

| Sida. | Observationslokal. | Höjd öfver tångranden i m. |
|---|---|---|
| | *Tanafjord.* | |
| 18 | Smalfjord . . . . . | 18 |
| » | Langnes . . . . . | 16 |
| 20 | Benjaminbugten . . . . . | 16 |
| » | Grönnes . . . . . | 16 |
| 21 | Gavisluoht . . . . . | 17 |
| » | Lavvo'njarga . . . . . | 16 |
| 22 | Vagge . . . . . | 16 |
| 24 | Vagge-Stangenes . . . . . | 18 |
| 25 | Lille Molvik . . . . . | 15,5 |
| 26 | D:o N. . . . . | 14 |
| 28 | Græsdalen . . . . . | 14,5 |
| 28 | Store Molvik . . . . . | 14,5 |
| 31 | Kvitnes . . . . . | 12,5 |
| » | Kvitneselvdal . . . . . | 13,5 |

| | | |
|---|---|---|
| | *Varangerhalföns N-kust.* | |
| 37 | Makur . . . . . | 15 |
| 39 | Sylteklubben . . . . . | 16 |
| 41 | Syltefjord . . . . . | 18 |
| » | Nordfjord . . . . . | 18 |
| 47 | Havningberg 1 . . . . . | 16 |
| » | D:o 2 . . . . . | c. 21 |
| » | Havningberg 3 W . . . . . | c. 20 |
| » | D:o 4 . . . . . | c. 14 |
| » | D:o 5 . . . . . | 17,5 |
| » | D.o 6 . . . . . | c. 20 |
| » | D:o 7 . . . . . | 17,5 |
| — | Vardö fästningsö . . . . . | c. 19,7 [1] |
| 49 | Domen 2 . . . . . | c. 21 |
| | *Varangerhalföns S-kust.* | |
| 51 | Kiberg 8 . . . . . | 19,5 |
| » | D:o 7 . . . . . | 18,5 |
| 52 | Falkeflauget . . . . . | 18,5 |
| 54 | Kvalneset . . . . . | 18 |
| 55 | Skalneset . . . . . | 20 |
| 56 | Krampenes . . . . . | 23 |
| 58 | Store Ekkerö . . . . . | 22,5 |
| 61 | Vadsö 1 . . . . . | 26 |
| » | D:o 2 . . . . . | 28 |
| 63 | Makkefjeld . . . . . | 23,5 |
| » | Paddeby . . . . . | 24,5 |
| 64 | Klubben . . . . . | 26 |
| 65 | Per-Larsaviken . . . . . | 27 |

[1] K. Pettersen. Arctis, G. F. F. 2, p. 134.

| | | |
|---|---|---|
| 66 | Mortensnes 1 . . . . . | 26,5 |
| » | D:o 2 . . . . . | 28 |
| 67 | Næsseby . . . . . | 24 |
| 68 | Abelsberg . . . . . | 27 |
| » | Gornitak . . . . . | 24,5 |
| » | Mæskelv . . . . . | 27 |
| | *S. om Varangerfjorden.* | |
| 69 | Karlbotn . . . . . | 26 |
| 72 | Reppen . . . . . | 28,5 |
| » | Veinesbugten . . . . . | 27,5 |
| » | Nyelven . . . . . | 28 |
| 74 | Bugöfjord-Sopnes . . . . . | 27 |
| 76 | Neidenfjord-Staanga . . . . . | 30,5 |
| » | Neidenfjord-Munkvaselv . . . | 33 |
| » | Jonbugten-Skogerö . . . . . | 26,3 |
| 77 | Sylferbugten-Skogerö . . . . | 28,6 |
| » | Renöen . . . . . | 27,5 |
| » | Hansheim . . . . . | 30,5 |
| 78 | Nilsheim . . . . . | 31 |
| » | Kirkenes . . . . . | 30 |
| 79 | Sandnes . . . . . | 34 |
| 80 | Langfjordbotn . . . . . | 34 |
| 81 | Langfjordvand . . . . . | 32,5 |
| 82 | Svartakslen . . . . . | 31,6 |
| » | Skoltefossen . . . . . | 30 |
| » | Čoalbmejaur . . . . . | 33 |

Gradienten erhåller enligt grafisk beräkning följande koefficienter:

| Observerad triangel. | | Riktning. | Fall pr km i m. | Fallvinkel. |
|---|---|---|---|---|
| Kvitneselvdal . . . . . | 13,5 m | | | |
| Lavvo'njarga . . . . . | 16,2 | N 4° W | 0,09 | 0° 0′ 19″ |
| Makur . . . . . | 15 m | | | |
| Lavvo'njarga . . . . . | 16,2 m | | | |
| Bugöfjord . . . . . | 27 m | N 5° W | 0,11 | 0° 0′ 23″ |
| Makur . . . . . | 15 m | | | |
| Makur . . . . . | 15 m | | | |
| Havningberg 5 . . . . | 17,5 m | N 4° E | 0,13 | 0° 0′ 27″ |
| Bugöfjord . . . . . | 27 m | | | |

På kartan 1 tafl. 5 äro isobaser med 5 m ekvidistans uppdragna för detta landläge. Tvenne gränspunkter, utanför hvilka o-isobasen bör sträcka sig på grund af redan anförda skäl (se p. 124), ligga resp.

$\frac{12,5}{0,09}$ = c. 139 km N om Kvitnes och

$\frac{17,5}{0,13}$ = c. 142 km N om Havningberg.

Ytorna I $\varepsilon$ och II A skära hvarandra teoretiskt [1])

$\frac{28-12,5}{0,40-0,09}$ = c. 50 km N om Kvitnes och

$\frac{40-17,5}{0,41-0,13}$ = c. 80 km N om Havningberg.

Skärningslinjen når på det förstnämnda stället $28-(50\times0,40)$ = c. 8 m och det senare $40-(80\times0,41)$ = c. 7 m öfver hafvet.

Således anträffar man ej skärningslinjen mellan dessa forna strandytor inom Ost-Finmarken.

Af diagrammen fig. 21 och 1, tafl. 4 framgår klart, att höjningen något sånär kontinuerligt följt Bravais-De Geers lag.

[1]) A. Helland: l. c. p. 24.

W. Ramsay har konstaterat på Kolahalfön, att byggnaden af den postglaciala strandlinjen, hvilken utgör direkt fortsättning på II A, talar för, att den danats under en postglacial landsänkning [1]). Sålunda hafva vid abrasionen af de djupa bärgseterna äldre strandbildningar ofta underminerats och t. o. m. utplånats, och ofta kännetecknas linjen af s. k. gränsvallar, hvilka afsnöra dalfåror och uppdämma myrmarker.

I Ost-Finmarken finner man vid II A alldeles analoga förhållanden. Därjämte träffas ofta i samband med strandlinjen II A flygsandsvallar och dyner.

Den positiva strandförskjutningen är emellertid först bevisad när man lyckats påvisa, att ofvanpå postglaciala supramarina aflag-

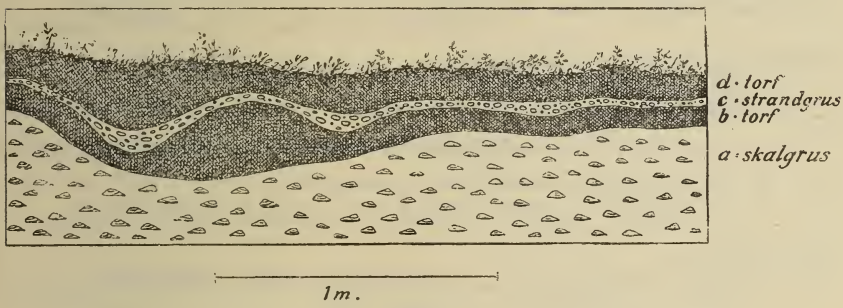



Fig. 22

ringar transgredera maritima sediment. Så tyder jag lagerföljden vid postglaciala terrassen vid Karjel, hvilken återgifves af den profilmätning, fig. 22, som Herr J. Beronga, Vadsö, varit nog älskvärd meddela mig i bref af $^{13}/_{8}$ 06.

Skärningen var vid observationstillfället väl kort, och det är ju tänkbart, att det undre torfskiktet är en tillfälligtvis inbakad svämtorflins [2]). Emellertid är jag af tvenne orsaker böjd att tro, att denna profil vid 18 meters höjd motsvarar den postglaciala strandvallens yttersta, åt hafvet vända del. Den närbelägna post-

[1]) l. c. p. 134.

[2]) Herr Beronga har haft vänligheten taga prof af de båda torflagren. Då dessa bidrag kommit mig tillhanda först sedan tryckningen var långt framskriden och torfprofven ej ännu hunnit blifva undersökta, är jag tvungen senare meddela torflagrens sammansättning.

glaciala terrassen vid Paddeby når nämligen till 24,5 m. Gruslagrets ringa mäktighet och grusets sammansättning tala äfven härför; det sistnämnda består nämligen af sand med gruskorn om 1—0,4 och 0,3 cm samt spridda klapperstenar. Jag hoppas, att kommande forskare snart skola utvidga profilen och bekräfta denna premiss. Först då är den postglaciala landsänkningen i Ost-Finmarken verkligen bevisad.

Inom andra delar af Fennoskandia känner man genom arbeten af A. G. Nathorst [1]), G. Lindström [2]), A. Vesterberg [3]), G. De Geer [4]), G. Anderson [5]), H. Berghell [6]), N. O. Holst [7]), H. Munthe [8]), J. Ailio [9]), H. Kjellmark [10]), L. von Post [11]), J. Holmboe [12]) och J. Rekstad [13]), P. A. Øyen [14]) m. fl. att det postglaciala, resp. Litorinahafvets typiska strandlinjer äga en likartad byggnad.

[1]) Om Skånes nivåförändringar, G. F. F. 1 p. 285.

[2]) Om postglaciala sänkningar af Gotland, G. F. F. 8, p. 251.

[3]) Till frågan om Gotlands postglaciala nivåförändringar G. F. F. 9, p. 446.

[4]) Om Skandinaviens nivåförändringar under qvartärperioden, G. F. F. 12, p 96.

[5]) och Berghell: Torfmosse öfverlagrad af strandvall väster om Ladoga, G. F. F. 17, p. 21.

[6]) Bidrag till kännedomen om södra Finlands kvartära nivåförändringar, Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 5, p. 36.

Kartbladet Rautus, F. G. U., N:o 36, p. 39.

[7]) Bidrag till kännedomen om Östersjöns och Bottniska vikens postglaciala geologi. S. G. U. Ser. C. N:o 180.

[8]) Inledande öfversikt öfver Kalmartraktens senkvartära historia, p. 5, Stockholm 1902.

[9]) Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 7, p. 29.

[10]) En stenåldersboplats i Järavallen vid Limhamn p. 28, Antikv. tidskr. 17, N:o 3.

[11]) En profil genom högsta Littorinavallen på södra Gotland, G. F. F., 25, p. 339.

[12]) Om en postglacial sænkning af Norges sydvestlige kyst, Nyt. Mag. f. Naturviden. 39, p. 337.

Planterester i norske torvmyrer, Christiania Vidensk. Selsk. Skr. M. N. Kl. 1903, N:o 2, p. 107.

[13]) l. c. p. 45.

[14]) Tapes-niveauet paa Jederen undersögt sommeren 1900 p. 38—43. Skrift, udg. af Viden.-selsk. Christiania 1903, N:o 7.

Det synes mig på grund häraf otvifvelaktigt, att strandbildningarna vid nivå II A i Ost-Finmarken härröra från den hela Fennoskandia omfattande postglaciala landsänkningen och beteckna gränsen för det postglaciala hafvets största utbredning.

Landets klimatiska förhållanden återspeglas i torfmossarnas sammansättning och de subfossila molluskaflagringarna bära vittnesbörd om hafvets hydrologiska tillstånd i Finmarken vid och efter detta tidsskede.

Hvad torfmossarna i Ost-Finmarken vidkommer, har jag mig ej bekant, att de t. v. varit underkastade en systematisk, botanisk undersökning. Man synes dock på grund af Th. M. Fries' [1]), H. Reuschs [2]) och J. Holmboes [3]) upplysningar om förekomster af stubbar i myrbäckena hafva skäl att förmoda, att äfven i Finmarken klimatiskt olikvärda perioder omväxlat.

De i Ost-Finmarken t. v. undersökta subfossila molluskaflagringarnas karaktärer, se p. 86—106, äro för öfverskådlighets skull sammanförda i omstående diagram.

[1]) Skildring af en botanisk resa i Öst-Finmarken 1857, p. 18. B. N. 1858.

[2]) N. G. U. 4 p. 86.

[3]) Planterester i norske torvmyrer p. 141. Skrifter udg. af Videnskab-Selskabet i Christiania, 1904, 1, mat-natvid. klasse.

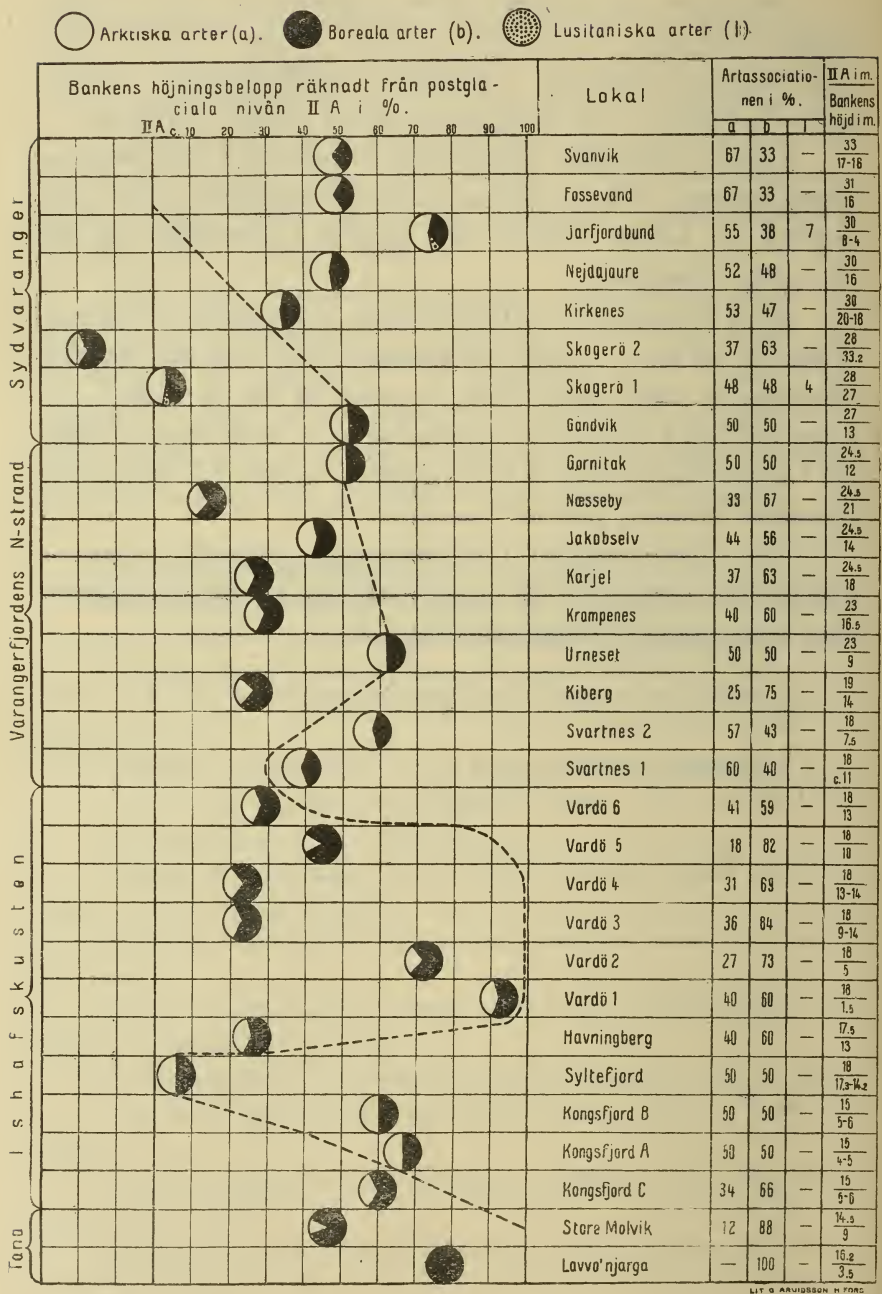

Arktiska arter (a).
Boreala arter (b).
Lusitaniska arter (l).
Bankens höjningsbelopp räknadt från postglaciala nivån II A i %.
IIA c. 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100
Lokal
Artassociationen i %.
a
b
l
IIA i m.
Bankens höjd i m.
Sydvaranger
Varangerfjordens N-strand
Ishafskusten
Tana
Svanvik 67 33 — 33/17-16
Fossevand 67 33 — 31/16
Jarfjordbund 55 38 7 30/8-4
Nejdajaure 52 48 — 30/16
Kirkenes 53 47 — 30/20-18
Skogerö 2 37 63 — 28/33.2
Skogerö 1 48 48 4 28/27
Gandvik 50 50 — 27/13
Gornitak 50 50 — 24.5/12
Næsseby 33 67 — 24.5/21
Jakobselv 44 56 — 24.5/14
Karjel 37 63 — 24.5/18
Krampenes 40 60 — 23/16.5
Urneset 50 50 — 23/9
Kiberg 25 75 — 19/14
Svartnes 2 57 43 — 18/7.5
Svartnes 1 60 40 — 18/c.11
Vardö 6 41 59 — 18/13
Vardö 5 18 82 — 18/18
Vardö 4 31 69 — 18/13-14
Vardö 3 36 64 — 18/9-14
Vardö 2 27 73 — 18/5
Vardö 1 40 60 — 18/1.5
Havningberg 40 60 — 17.5/13
Syltefjord 50 50 — 18/17.5-14.2
Kongsfjord B 50 50 — 15/5-6
Kongsfjord A 50 50 — 15/4-5
Kongsfjord C 34 66 — 15/5-6
Store Molvik 12 88 — 14.5/9
Lavvo'njarga — 100 — 16.2/3.5
LIT G ARVIDSSON H FORS

Fig. 23.

Det är dock af många skäl vanskligt att af föreliggande material nöjaktigt bedöma den regionala karaktären af den marina molluskfauna, som lefde i Ost-Finmarken under den postglaciala tiden.

Man känner sålunda t. v. endast bankarnas *relativa art*sammansättning och det är ej rätt, att under dessa omständigheter draga bindande slutsatser af diagrammets procenttal. Förekomster af spridda, rara relikta former liksom möjligheten, att en hel del bräckliga, delvis destruerade skal undgått observation, kunna vidkommande artfattiga bankar, framkalla en alldeles vrång föreställning. Först när bankarnas *absoluta art*association blifvit närmare utforskad, t. ex. förhållandet mellan verkliga antalet a, b och l-former i $^1/_2$ kubikmeter skalgrus [1]), kan man operera med säkrare material.

Det förtjenar dessutom påpekas, att de i diagrammet åskådliggjorda höjningsbeloppen hänföra sig till bankarna, och ej till det vid deras aflagring rådande vattenståndet. Bankarna innehålla endast littorala former, af hvilka största parten påtagligen lefvat o—5 m under hafsytan. Häraf följer, att hafsnivåns höjningsbelopp varit något större än bankarnas, men en ovisshet vidlåder bankarnas distinkta åldersställning.

De största vanskligheter vid aflagringarnas inbördes komparation erbjuder emellertid de finmarkska bankarnas hydrografiskt heterogena placering. En del skalbäddar ligga vid öppna hafskusten eller på en ö, Vardö, under det de andra äro belägna i trånga fjordar eller i forna älfmynningar. Nu bestämmas de hydrologiska förhållandena, t. ex., salthalt och temperatur, inom den inre skärgården i främsta hand af lokala meteorologiska faktorer [2]) och visa sålunda en helt afvikande karaktär vid det yttre hafsbandet, hvilket är utsatt för atlanterhafsströmmen. Ju längre man kom-

[1]) P. A. Öyen: Tapes decussatus Lin. og Tapes-niveauets geologiske stilling p. 4. Forhandl. i Videnskab. Selsk. i Christiania aar 1905, N:o 4.

[2]) jämf. O. Nordgaard: Hydrographical and Biological Investigations in Norwegian Fiords, p. 20, Bergens Museum 1905.

mer i fjordarnas inre bassänger dess mera utpräglad blir den hydrografiska olikheten [1]), och kontrasten återspeglas i faunans fördelning [2]).

Analogt med hvad förhållandet är inom sydliga delar af Fennoskandia, vid Murmankusten (Ramsay och Knipowitsch), på Kanin (Ramsay), på Spetsbärgen (De Geer) och Frans Josefs Land (Nansen), finner man, att äfven i Ost-Finmarken den senglaciala höjningsperiodens arktiska naturförhållanden efterföljdes af ett klimatoptimum vid postglacial tid. Därom bära de subfossila mollusklemningarna vittnesbörd. Under det man vid högre (äldre) nivåer, hvilka representera skedet mellan maximum af senkvartär nedsänkning, och tidpunkten för det postglaciala hafvets största utbredning, ingenstädes i Ost-Finmarken känner lemningar efter littoral molluskfauna, hvilket jag är böjd att tyda så, att den åtminstone varit ganska sparsam om den verkligen förefanns, känner man genom banken vid Karjel att en dylik existerade vid tiden närmast före den postglaciala landsänkningen, äfvensom att det boreala artelementet redan då öfvervägde det arktiska (63 % b : 37 % a). Förefintligheten af den sydliga arten *Cardium edule* L. i skalbädden vid Skogerö vittnar om, att lusitaniska arter invandrat till Ost-Finmarken redan vid tidpunkten för det postglaciala hafvets största utbredning. Då man från den närmast påföljande tiden känner ett ganska stort antal aflagringar, kan väl förhållandet knappast tolkas annorlunda, än att betingelserna för littoralfaunans utveckling förbättrats genom en gynsam klimatändring, och att sålunda under den postglaciala tiden i Ost-Finmarken rådde en jämförelsevis hög temperatur. Artassociationen tyder på ett klimat närmast jämförbart med det nutida i Tromsötrakten med en årstemperatur af c. + 2,5° C. [3]). Enligt Bröggers sammanställning är årstemperaturen i Ost-Finmarken f. n. v. c. 0,5° C. Differensen + c. 2° C. öfverenstämmer sålunda

[1]) J. Hjort: Fiskeri og hvalfangst i det nordlige Norge, p. 13, 14. Bergen 1902.

[2]) Nordgaard l. c.

[3]) Enligt W. C. Bröggers inledning: N. G. U. 31, tabellen p. 650.

öfverraskande väl med den temperaturskillnad, c. + 2° C, hvilken G. Anderssons [1]) konstaterat gälla i Sverige, W. C. Brögger (l. c.) och J. Rekstad [2]) i sydligare delar af Norge, liksom med den af J. Holmboe [3]) för atlanterkusten härledda differensen + 2° à 3 ° C.

På grund af nyare paläobotaniska undersökningar, hvilka beröra äfven Fennoskandias nordliga delar, speciellt L. v. Posts [4]), väntar man sig a priori, att äfven Ost-Finmarkens klimat undergått en försämring under senare delen af den postglaciala landhöjningen. Tänker man sig öfvergången från den atlantiska tidens varma insulära till den subboreala periodens varma kontinentala klimat i enlighet med R. Sernander [5]) vara en direkt följd af landytans förstoring genom den vertikala rörelsen, kan man näppeligen vänta sig att finna en regional förändring i den *yttre* littoralfaunan mellan dessa tidsafsnitt. Däremot borde den subatlantiska periodens kalla och fuktiga klimat om också svagt, dock märkbart återspegla sig i faunans beskaffenhet speciellt i aflagringarna i de kringstängda fjordbassängerna vid en tidpunkt då mer än 60 % [6]) af den postglaciala landhöjningen hunnit äga rum.

Vi granska nu diagrammet, fig. 23.

Tanastationerna äro endast tvenne och alltför artfattiga för att berättiga några slutsatser. Vi öfvergå därför till Ishafskusten.

Här frapperar genast förhållandet vid Kongsfjord. De tre aflagringarna A, B och C härstädes äro närmelsevis synkrona och härröra från en tid då c. 50 % af den postglaciala höjningen fullbordats. Under det faunan i förekomsterna A och B, hvilka ligga innanför Gednjejokkas ästuar, Strömmen, uppvisa en boreoarktisk prägel (50 % a : 50 % b), uppträda i den utanför Ström-

[1]) Svenska växtverldens historia, p. 86. Stockholm 1896.
Hasseln i Sverige fordom och om. S. G. U. ser Ca. N:o 3.

[2]) Skoggrænsens og sneliniens større høide tidligere i det sydlige Norge, p. 8, N. G. U. 36 N:o 5.

[3]) l. c. p. 214.

[4]) Nordländska torfmossestudier I. G. F. F. 28.

[5]) Om Litorina-tidens klimat och vegetation, G. F. F. 15, p. 357; samt Die Einwanderung der Fichte in Skandinavien, p. 85, 86, Englers bot. Jahrb. 1892.

[6]) v. Post, l. c. p. 276.

men belägna bädden C tre boreala arter, *Cyprina islandica* L *Tellina baltica* L och *Acmæa (Tectura) virginea* Müll., hvilka saknas innanför densamma. Dessa förläna artassociationen i C en öfvervägande boreal prägel (34 % a : 66 % b). Den närmast tillhands liggande förklaringen härtill är väl den, att de ifrågavarande arterna ej trifts i Strömmen, emedan älfvattnet sänkt salthalten och temperaturen i den kringstängda bassängen. Af samma orsak synes det mig förklarligt, att aflagringen vid Syltefjord, trots den härrör från tiden för det postglaciala hafvets mest omfattande transgression, på grund af sitt läge i Sandfjordelvens forna mynning uppter en boreoarktisk fauna (50 % a : 50 % b).

Havningberg- och Vardölokalerna äro däremot fritt situerade vid hafvet och tillåta som hydrografiskt homologa en inbördes komparation. Den förstnämnda, liksom aflagringarna Vardö 3, 4 och 6, synas vara samtidigt bildade under en tid, då endast c. ett tiotal procent af postglaciala höjningen försiggått. Det syns framgå af diagrammet, att hafvets fauna vid detta skede var öfvervägande boreal, (c. 34 % a : 66 % b). Under den fortgående stigningen förblef det boreala elementet alltjämt vid öfvervikt, jämf. Vardö 5 och 2, och ännu i aflagringen Vardö 1, hvilken härrör från en tid, då väl redan c. 80 % af den postglaciala häfningen tilländalupit, förhärskar detsamma om man än märker en svag — men långtifrån afgörande — stegring af det arktiska elementet i artassociationen, hvilken då var 40 % a : 60 % b.

Bland de utmed Varangerfjordens nordstrand belägna skalbäddarna hafva de tre yttersta vid Svartnes 1 och 2 samt Kiberg påverkats af fluviatilt vatten. Enahanda har möjligen varit fallet med banken vid Jakobselv. Lokalerna Urneset, Krampenes, Næsseby oah Gornitak äro däremot direkt komparabla.

Næsseby och Krampenes aflagringarna motsvara gifvetvis höjningsafsnitten c. 0, resp. 15 % och uppvisa en öfvervägande boreal faunaassociation (c. 35 % a : 65 % b). Då däremot höjningen fortskridit till c. 40, resp. 50 %, från hvilken tid bankarna vid Gornitak och Urneset datera sig, synes det arktiska artelemen-

tet undergått en stegring, så att dåmera en boreoarktisk fauna (50 % a : 50 % b) var rådande.

Sammansättningen tyder på, att bräckvattnet vid Jakobselvens mynning ej påverkat den nu inemot 1 km aflägsna molluskförekomsten med samma namn, ty den låter väl inpassa sig i serien med en sammansättning af 44 % a : 56 % b, under en tid, då c. 30 % af höjningen tilländalupit.

Hvad Sydvaranger beträffar, hafva vi då först banken vid Gandvik. Den är samtidig med Gornitakaflagringen och hvardera motsvara ungefär 45 % höjningsstadiet. Båda innehålla samma (eller vikarierande) arter och associationsprocenttalen stämma fullständigt öfverens med 50 % a : 50 % b för hvardera.

De öfriga sydvarangerska bankarna från den postglaciala höjningsfasen besitta däremot en från förhållandena inom det öfriga området fullständigt afvikande sammansättning. De fyra förekomsterna vid Kirkenes, Nejdajaure, Fossevand och Svanvik, af hvilka den första motsvarar c. 25 % och de öfriga c. 45 % höjningsstadiet, besitta nämligen en öfvervägande arktisk karaktär. Detta är lätt förklarligt om man tager hänsyn till deras läge långt inne i en bifjord. Under det att Nejdajaure förekomsten, hvilken är belägen mellan Bökfjord och Jarfjord, således jämförelsevis längre utåt hafvet än de två senare, uppter artförhållandet 52 % a : 48 % b, öfverväger det arktiska artelementet än mer i de båda senare, hvilka legat i en flodsmal fjord under påverkning af den mäktiga vattenådern Patsjokis (Pasvigelvs) afkylning, och artassociationen är här 67 % a : 33 % b.

De iakttagna förhållandena synas således syfta i den riktningen, att man vid öppna Ishafskusten t. v. ej under den förra delen af höjningen med säkerhet kan konstatera en omsättning i hafvets biologiska karaktär. En svag klimatförsämring synes dock hafva begynt när c. 80 % af höjningen fullbordats. Vid Varangerfjorden har det arktiska elementet småningom stegrats; då c. 50 % af den recenta landhöjningen ägt rum var hafsfaunan boreoarktisk. I Sydvarangers inre delar åter lefde en öfvervägande

arktiskt präglad fauna under den postglaciala och recenta höjningsepoken.

Af den konstaterade olikheten mellan de tre hydrografiska provinsernas, Ishafvets, den öppna Varangerfjordens och de kringstängda bifjordarnas i Sydvaranger hydrologiska förhållanden under den postglaciala höjningsperioden framgår sålunda, att samma bio-hydrologiska lagar, hvilka direkt påvisats gälla under nutiden (jämf. p. 135), äfven rådde under den postglaciala tiden.

Man har ofta, äfven inom det här beskrifna området, försökt diskutera landhöjningsproblemet på basen af malakologiska fakta. Detta synes mig vara fullt berättigadt och stundom oundgängligt, men rätt endast under de nämnda komparationsbetingelserna. Den sträckade linjens i diagrammet, fig. 23, buktningar visa, till hvilka orimliga motsägelser en generel diskussion af hydrologiskt olikvärda aflagringar skulle leda.

Ehuru jag, som redan framhållits, är viss på, att artsprocenterna i många fall komma att korrigeras genom speciella undersökningar i framtiden, har jag dock, öfvertygad om den principiella riktigheten af det ofvan anförda, redan nu djärfts framhålla dessa omständigheter till framtida forskares beaktande. Som praktiskt postulat af granskningen följer nämligen, att i Finmarken, där man endast finner lemningar efter subfossil littoralfauna, de af klimatoscillationer framkallade marina biologiska omsättningarna med fördel studeras i de större fjordarna, hvarest inbördes förskjutningar mellan bifjordarnas relikta arktiska och hafvets mera borealt präglade grundtvattensfauna självfallet främst göra sig gällande,

## Den recenta landhöjningsepoken.

Speciellt i Sydvaranger, där landhöjningen nått större belopp, träffas strandbildningar vid flere nivåer mellan II A och den moderna stranden. Mitt observationsmaterial är emellertid alltför ofullständigt för att tillåta säkra kombinationer mellan de

spridda iakttagelserna. Generellt sagt synes emersionen äfven nu hafva följt Bravais-De Geer's lag.

Att klimatet i Ost-Finmarken undergått en försämring under den recenta tiden framhölls redan vid tal om den subfossila hafsfaunan. Men äfven på land finna vi bevis härför. Liksom i norra Ryssland [1]) och inom närbelägna delar af Norrbotten [2]), hafva vi här bevis därpå att skogsgränsen fordom varit mera framskjuten mot N och befunnit sig vid större höjd öfver hafvet än nu. Man har sålunda funnit trädlemningar i torfmyrar vid Vadsö [3]), där numera icke skog växer. I det strax söder om Ost-Finmarken belägna Enare fann jag i Vätsherfjällen ett minimimått för barrskogsgränsens spontana nedflyttning om c. 100 m.

Till slutet af den recenta eller s. k. subatlantiska tiden synes bosättningens minimigräns böra förläggas.

De äldsta arkeologiska fynden, hvilka röja spår efter ett jägar- och fiskarfolks existens i Ost-Finmarken torde vara de af A. G. Nordvi [4]) beskrifna grafvarna vid Mortensnes och boplatsen på Kjelmesö [5]) i Sydvaranger.

Tyvärr angifver ej Nordvi höjderna ö. h. för Mortensnes grafvarna. A. M. Hansen [6]) sammanställer dem emellertid kronologiskt med Kjelmesö boplatsen, på grund af arkeologiska likheter. J. Ailio [7]) har vänligen meddelat mig, att Kjelmesö boplat-

[1]) W. Ramsay und B. Poppius: Reise nach der Halbinsel Kanin, p. 13, Fennia 21, N:o 6.

[2]) G. Andersson: Klimatet i Sverige efter istiden, p. 22, 23. Stockholm 1903.

[3]) Th. M. Fries: l. c.

[4]) Undersögelse og beskrivelse af hedenske grave i Ost-Finmarken, Overs. over det Kgl. danske Videnskabs-Skb. Forhandl. 1853, p. 32.

Beretning over de i 1853 og 1854 fortsatte undersögelser af lappiske, hedenske grave i omegnen af Mortensnes, ibid. 1855, p. 192.

[5]) O. Rygh: Sur le groupe arctique de l'âge de la pierre polie en Norvège, Compte rendu du congrès internat. d'anthropol. et d'archeolog. préhist. Stockholm 1874, Tome I, p. 180.

[6]) Landnåm i Norge, p. 261. Kristiania 1904.

[7]) enl. Kristiania universitets fort over oldsager.

sen ligger c. 6 m. ö. h. Den postglaciala strandlinien II A når sammastädes c. 26 m.

Dessa lemningar af den persistenta s. k. arktiska stenålderkulturen hänföra sig således i Ost-Finmarkens realiter till en tid, då redan 70 à 80 % af den recenta höjningen var fullbordad. Genom arbeten af W. C. Brögger [1]), J. Ailio [2]) och A. W. Brögger [3]) m. fl. känna vi, att den yngre stenålderns senare skede vid motsvarande landläge, d. v. s. samtidigt rådde i södra delarna af Fennoskandia.

F. n. befinner sig den nordligaste kusttrakten af Fennoskandia i en period af hvila, hvilket framgår af V. Fausseks [4]), W. Ramsays [5]) och A. M. Hansens [6]) undersökningar. I Fennoskandias centrala delar pågår däremot som kändt ännu höjningen.

## Glaciationen.

För att göra tolkningan af istidens utveckling i Ost-Finmarken åskådligare, måste jag i största korthet i dess hufvuddrag beröra den glacialgeologiska utvecklingen inom finska Lappmarken.

Under de senaste åren har Geologiska kommissionen i Fin-

[1]) Strandliniens beliggenhed under stenalderen i det sydöstlige Norge, N. G. U. 41.

[2]) förelöpande meddelande på Geologiska Föreningens i Helsingfors februarimöte 1906 om ett större under tryckning varande arbete.

[3]) Studier over Norges stenalder. I. Øxer uden skafthul fra yngre stenalder fundne i det sydostliga Norge, indelningen p. 55; Christiania Vidensk.-Selsk. Skr. I Math.-Naturv. Klasse 1896. N:o 3.

[4]) Матеріалы къ вопросу объ отрицательномъ движеній берега въ Бѣломъ Морѣ и на Мурманскомъ берегу. Зап. Имп. Русск. Геогр. Общества. Томъ XXV, N:o 1, p. 82.

[5]) Fennia, 16, n:o 1, p. 140.

[6]) Skandinaviens stigning, N. G. U., 28, n:o 1, p. 111.

land bedrifvit tämligen noggranna öfversiktsundersökningar inom nämnda landsdel. Rekognoseringskartorna omfatta nu större delen af densamma, men en utförligare publikation af resultaten måste ännu anstå några år tills hela vår Lappmark blifvit undersökt.

De glaciala bildningarna kvarstå i naken ursprunglighet i trakten N om den nuvarande vattendelaren [1]). Talrika rundhällar fullsatta med isrepor, radialmoräner och sammanhängande rullstensåsar angifva, att landisen där skridit från de söderut belägna delarna mot de nordliga. Stenarna i den hölstriga moränen härstamma till större delen från den bärggrund, på hvilken moränen hvilar. Dock förekomma äfven många kännspaka ledblock af granulit och sparsamt olivinstenar i supramarina lägen, hvilka bekräfta, att transporten försiggått i den nämnda riktningen. Närmare isdelaren aftager småningom det lösa materialets transportdistans, och slutligen uppträder en lokalmorän, hvilken sammansättes af bärgarter, hvilka anstå i klyft i den omedelbara närheten.

Närmast S om nuvarande vattendelare har man ej funnit isräfflor. De från morän blottade bärgen äro nämligen sprängda af frost och höljda af block- och skärthaf. Däremot angifva det dalrika landskapets ytformer, dess hundratal km långa rullstensåsar (se karta 1, tafl. 6), och drumlins, hvilka sistnämnda följa efter hvarandra i långa rader något förskjutna om hvarandras ändar, att landisen skridit från N mot SSE. Åt detta håll hafva äfven karaktäristiska block från den i norra Sodankylä anstående kvartsitformationen förflyttats, och längre sträcka från dess södra delar. Vidare söderut i omgifningen af polcirkeln, svänger åsarnas och de nu uppträdande räfflornas riktning ostvart mot Hvita hafvets depression.

Landisen har sålunda i trakten söder om den nuvarande vattendelaren rört sig söderut och småningom böjt af mot öster. Norr om densamma har den däremot propagerat sig utåt oceanen,

[1]) Se K. E. F. Ignatius: Finlands geografi, Helsingfors 1881—1891 och Atlas öfver Finland, utg. af Sällskapet för Finlands geografi, 1899.

åt N och NE. Mellan dessa gebit bör sålunda den sista isdelaren hafva legat.

## Isdelaren.

I denna trakt ligger äfven det finska guldterritoriet [1]). Genom de malmletningar och skärpningsarbeten, hvilka utfördes därstädes under den intensiva kampanjen 1899—1903, hafva omständigheter kommit i dagen, hvilka på ett särdeles upplysande sätt bidragit till kännedomen om isdelarens läge.

Jordbetäckningen utgöres där dels af en lokalmorän, dels åter i de södra delarna af en verklig »in situ morän» [2]), d. v. s. istryckt vittringsgrus. I trakten af Laanila kan man sålunda konstatera, att block af den guldförande limonitmalmen och en i gångform uppträdande syenitisk granitporfyr transporterats endast 3—5 m åt nordost från moderklyften. Malmgångarna stryka här i genomsnitt i N—S med brant stupning åt öster. Enligt meddelande af de ledande ingeniörerna kunde man i en skärpning observera att en malmgång i samma trakt blifvit närmast dagytan böjd öfver ända åt NE, så att djupare liggande partier förflyttats en kortare sträcka. Särdeles upplysande är i detta afseende äfven en skiss, hvilken J. J. Sederholm aftecknat i Kerkeläs skärpning N:o 7, c. 3 km SSW om Laanila. Man kan på den jämförelsevis lätt följa gränsen mellan det dislocerade och orörda vittringsgruset. I det sistnämnda skönjer man tydligt tvenne korsade gångar af granitpegmatit, hvilka inom det öfre lagret blifvit styckade och partivis släpade mot NE, i landisens rörelseriktning. Något längre åt SW träffas här och hvar i dagytan vittringsgrus in situ, såsom t. ex. på Hangasselkä. Huru långt åt söder »in situ moränen» sträcker sig är ej ännu bekant, emedan profiler i gruset saknas söder om guldterritoriet. Den synes emellertid ut-

[1]) Se E. Sarlin: Om guldförekomsterna i finska Lappmarken, Medd. från Industristyrelsen i Finland XXXII, 1902 och C. Fircks: On the occurrence of Gold in Finnish Lapland, Bull. Comm. Géol. Finlande. N:o 17; Fennia 25, n:o 1.

[2]) Jämf. F. Svenonius: Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltrakters geologi, G. F. F. 21. p. 562.

sträcka sig till granulitformationens sydgräns [1]), ty närmast söder om densamma har man ej bland moränblocken funnit representanter, hvilka skulle vittnat om en grustransport åt S. I trakten af Mutenia förekomma däremot redan stycken af den känspaka postkaleviska graniten från Nattastunturit och Lohivaara. Ledblock af diabasskiffer från Kussuolinkivaara, c. 4 km öster om Mutenia, hafva äfven förflyttats mot söder.

Den trakt, inom hvilken landisen delade sig i partier, hvilka rörde sig åt NE, resp. åt SSE, ligger sålunda närmast söder om Rautututunturit och västra delen af Saariselkäfjällen och sammanfaller i stort sedd med området för den nuvarande vattendelaren därstädes.

Isdelaren intog sålunda här ett ännu mera oväntadt läge än i Skandinavien, ty här låg den omedelbart nedanför en ansenlig höjdsträckning med kamhöjder om 200—400 m öfver medelplanet, hvilken damm den norra delen af landismanteln blef tvungen att öfverstiga. Äfven här synes dock en tillämpning af A. G. Högboms [2]) af De Geer [3]) omfattade tolkning af orsaken till den skandinaviska isdelarens egendomliga läge nöjaktigt förklara förhållandet, i det att stigningen åt norr plus landisens påtagligen obetydligare massa åt detta håll tillsammans betydde mindre än det vida öfvervägande motståndet af de mäktiga ismassorna söderut minus den högst obetydliga lutningen åt denna sida.

Hvilken riktning isdelaren intog i trakten W om Laanila är ej ännu fastställdt. Dock synes man redan nu kunna sluta sig till af åsarnas nordväst-sydöstliga riktning i Kolari, K. A. Fredholms [4]) räffelobservationer i nordliga delen af Sverige samt

[1]) Se Atlas öfver Finland, Helsingfors 1899, karta 3, eller öfversiktskartan i Bull. Comm. Géol. Finlande N:o 6.

[2]) Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jemtlands län, S. G. U. Ser. C. N:o 70.

[3]) Om isdelarens läge under Skandinaviens begge nedisningar, p. 11. S. G. U. Ser. C. N:o 101.

[4]) Bidrag till kännedomen om de glaciala företeelserna i Norrbotten, karta, S. G. U. Ser. C. N:o 117.

J. E. Rosbergs observationer öfver moutonnering från sydväst i sydvästra delen af Enontekis, att isdelaren sannolikt böjde af med ett knä mot sydväst och efter fortsatta undersökningar direkt kommer att förenas med den af De Geer [1]) antydda isdelaren.

Den ofvan härledda isdelaren hänför sig gifvetvis till det senaste skedet af Fennoskandias landisbetäckning [2]) och synes närmast motsvara W. Ramsays sista nedisning [3]), G. De Geers baltiska [4]), J. Geikies Mecklenburgian [5]), A. M. Hansens deuteroglaciala [6]) och E. Geinitz' [7]) dritte Etappe der Vereisung.

Om isdelaren under ett tidigare skede af glacialperioden låg längre inne i det nedisade landområdet, till hvilken slutsats J. E. Rosberg [8]) kommit på grund af dalbildningen i nordöstra delen af Sodankylä, kan man ej ännu bestämdt afgöra. Landisen bör då ursprungligen hafva utgått från en isalp [9]) belägen söder om den anförda isdelaren. Denna förklaring är oundgänglig, ty, som redan ofvan anförts, har man ej lyckats med säkerhet konstatera någon åt norr riktad blocktransport i området söder om nuvarande vattendelaren i Sodankylä Lappmark. Här bör väl sålunda en likartad successiv vandring af isdelaren hafva ägt rum, som

[1]) Om den senkvartära landhöjningen kring Bottniska viken, karta, G. F. F. 20, p. 392.

[2]) Jämf. W. Ramsay, Fennia 16. N:o 1, p. 120 och De Geers teori om rullstensåsarnas bildningssätt, S. G. U. Ser. C. 173.

[3]) l. c.

[4]) Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. Stockholm 1896.

[5]) The Classification of European Glacial Deposits, Journal of geology, Vol. III, p. 241.

Die Geikie'sche Gliederung der nordeuropäischen Glacialablagerungen von K. Keilhack, Jahrb. d. K. Preuss. geol. Landesanstalt 15, p. 111.

[6]) Strandlinje-studier, Arch. f. Math. og Naturviden, Bd. 14, p. 268.

[7]) Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit, Neues Jahrb. f. Min. 16, Beilage-Band, p. I.

Lethæa geognostica, III, 2 Quartär, p. 94.

[8]) Die Entstehung der Thäler im finnischen Lappland, p. 15, Förhandl. vid nord. naturforsk. och läkaremötet i Helsingfors, 1902.

[9]) Jämf. O. Torell: Den ostbaltiska isalpen. Forh. ved de skand. Naturf. 14 Möde i Kjöbenhavn 1892.

den, hvilken L. Holmström [1]) häfdat vidkommande de svenska isströmmarna och den E. O. Schiötz [2]) beskrifvit från Rendalen i sydöstra Norge.

## Landisens rörelseriktningar i trakten norr om isdelaren.

I diagram 2, tafl. 6 har jag med ledning af räfflorna, blocktransporten och de fluvioglaciala aflagringarnas riktning inritat landisens propagationsriktningar med streckade linjer. Diagrammet bör dock ej förväxlas med en synoptisk karta, ty hufvudparten af exarationsspåren och alla de glaciala aflagringarna i gebitets mera periferiska delar äro gifvetvis äldre än de närmare isdelaren belägna.

Inlandsisen skred väl under skedet at maximal mäktighet enligt paläopeneplanets lutning i nordliga delen af Fennoskandia åt nordost och norr, normalt på kontinentalkusten. Detta stadium återgifves af J. Geikies karta. [3]) Då ablationen framskred, uppträdde småningom döda partier som sekundära isdelare på blifvande nunatakker, och landisen begynte samla sig i strömmar enligt bottenreliefen. Ett dödt parti i landistäcket blef snart den höglända Varangerhalfön och först betydligt senare den fjällkrans, hvilken utmed Varangerfjordens sydstrand sträcker sig från Bugöfjord inåt östra delen af Utsjoki socken. Isen fördelade sig slutligen inom gebitet norr om isdelaren på tvenne väldiga isströmmar, Enare—Varanger-strömmen [4]) och Utsjoki—Tana-strömmen.

Enare—Varanger isströmmen var den mäktigare. Den föll inom den väldiga sänka, som åt öster begränsas af bärglandet öster om Patsjoki och det nämnda döda partiet söder om Varan-

[1]) Öfversikt af den glaciala afslipningen i Sydskandinavien, G. F. F. 26, p. 398.

[2]) Nyt Mag. f. Naturviden. 33.

[3]) The great Ice Age and its Relation to the Antiquity of Man, Plate XI. London 1894.

[4]) Jämf. W. Ramsay: l. c. p. 112.

gerfjorden i väster. Ismassornas skridriktning sammanföll här i hufvudsak med sänkans axelriktning, SW—NE.

Utsjoki—Tana isströmmen låg väster om den förra. Isen rörde sig där åt norr och nordost. Den förmådde icke öfverstiga Varangerhalfön utan delade sig i tvenne stora skridjöklar. Den ena följde Tana älfdal ut i Tanafjord. Den andra afböjdes till Varangerfjorden och pressades af ismassorna från S mot fjordens norra strand. Därför visa väl räfflorna en så slående åtskillnad i riktning vid norra och södra fjordstranden. Vid fjordmynningen tillstötte Enare—Varanger isströmmen och ismassorna antogo nu en böjning mot nordost, på grund af den senares öfvervägande mäktighet.

Söder om isdelaren synes landisen, som redan ofvan anförts, hafva rört sig fram mot sydost och öster som ett enhetligt täcke.

## Randaflagringar.

Man väntar sig att här, liksom annorstädes inom Fennoskandia, under den långa afsmältningscykeln perioder tillstött, under hvilka den återgående isranden under någon tid blef stationär i tärgebiten eller möjligen ånyo ryckte fram öfver landområden, hvilka den redan lemnat. Sådana perioder kunde närmast framkallas af klimatförändringar, tillföljd af hvilka israndens återgång hämmades i den mån ablationen inskränktes, eller af nivåförändringar, hvilka hvälfde ismantelns underlag, hvarigenom den glaciala dräneringen kraftigt gynnades i den nya lutningens riktning.

Ett läge, i hvilket inlandsisens rand en längre tid blifvit stående och påtagligen oscillerat något, betecknar synbarligen den zon af spridda ändmoräner, randterrasser och fluvioglaciala deltabildningar, hvilken aflagrats utmed Varangerfjordens södra kust. Att denna aflagringsräcka här ej kunnat utbildas som ett sammanhängande randbälte liksom t. ex. Salpausselkä och dess fortsättning åt W, beror synbarligen på de starkt kuperade terrängförhållandena. Som längre fram skall framgå, låter det sig där-

emot bevisas med tillhjälp af strandlinjerna, att alla dessa randaflagringar äro närmelsevis synkrona. På sin karta har äfven W. Ramsay antydt detta förhållande och direkt paralleliserat dem med Murmankustens yttersta israndbildningar.

Inom det landområde, som kartan omfattar, har man däremot ej lyckats påvisa andra afsevärda marginalaflagringar. Vid Muddusjärvi i sydöstra delen af Enare har J. E. Rosberg upptäckt uppdämningsfenomen, hvilka han anser hafva uppkommit i följd af en stagnation af den återgående isranden [1]). Enligt personligt meddelande tillmäter emellertid Rosberg detta afbrott i isens tillbakaskridande en underordnad betydelse. Då man ej annorstädes i dessa trakter funnit likartade bildningar, bör väl denna oscillation tillkännas endast en helt lokal karaktär.

Först i närheten af isdelaren, söder om Alajärvi i Enare och vid Mutenia, Kopsusjärvi samt några af Saariselkä fjällens högre toppar anträffas mindre ändmorän- och randterrassbildningar. [2])

Längre i söder om isdelaren har man icke inom det landområde, hvilket kartan omfattar, upptäckt tväråsar eller ändmoräner. Enligt vänligt meddelande af Hugo Berghell förekommer emellertid i Kemijärvi en serie afsmältningsmoräner af Sundbybergs-typen och längre söderut en genom Pudasjärvi, Taivalkoski och sig in i Kuusamo sträckande längre randås [3]). De fortsatta undersökningarna i mellersta delen af Finland bevisa, att randaflagringar innanför Salpausselkä och dess parallelkammar däremot äro jämförelsevis allmänna.

---

[1]) Manuskript till ett snart utkommande arbete.

[2]) Jämf. J. E. Rosberg. Nordöstra Sodankylä, Geogr. Fören. Tidskr., p. 30, H:fors 1891, samt exkursionsdagböcker af E. T. Nyholm och L. H. Borgström i Geolog. komm. i Finland arkiv.

[3]) Redan antydd af J. E. Rosberg i »Ytbildningar i Karelen med särskild hänsyn till ändmoränerna II», Fennia 14, N:o 7, på kartan, eburu som räffelås. Likaså har J. J. Sederholm på grund af Victor Hackmans iakttagelser infört den på kartan i »Les dépôts quaternaires en Finlande», Bull. Comm. Géol. Finlande N:o 10.

Jämf. Hufvudstadsbladet, Helsingfors, $^{17}/_{9}$ 06.

## De norr om isdelaren belägna randaflagringarnas åldersbegränsning.

De randterassbildningar, hvilka utbreda sig närmast kring isdelaren, kunna härröra från en senare glaciationsperiod, hvilken inträffat samtidigt med den af Ramsay beskrifna lokala toppnedisningen i Umptektjällen på Kolahalfön [1]), eller från en sista anSvällning af den kvarliggande landisen. Frånvaron af isdämda sjöar närmast söder om den ofvananförda delen af isdelaren i förening med åsarnas utbredning talar nämligen för, att den sista resten af landisen kvarlegat i Sodankylä på själfva vattendelaren. Då man emellertid icke annorstädes inom Fennoskandia konstaterat ett dylikt framryckande af den sista landisresten, och då A. O. Gavelin [2]) nyligen i Kvickjok konstaterat omständigheter, hvilka han är benägen att hänföra till den ofvannämnda sista lokala glaciationen, är jag böjd att tro, att äfven randbildningarna i norra Sodankylä och södra Enare härröra från denna tid.

Större intresse äger emellertid för föreliggande undersökning den sydvarangerska randaflagringszonens geologiska betydelse.

I sitt ofta anförda arbete öfver Kolahalföns kvartära geologi har Ramsay uttalat sig för, att dessa randaflagringar vore samtidiga med de likartade bildningarna utmed Murmankusten och norska Atlanterkusten. Han sammanställer dem vidare med den sammanhängande randbildningszon, som markeras af de döda dalarna vid Pinega, ryska insjö-morängebitet, de stora sammanhängande baltiska, tyska och danska israndbildningarna och anser att de alla beteckna yttersta gränsen för den sista landisens utbredning.

Att dessa randaflagringar i Ost-Finmarken och utmed Norges västkust till större delen äro likvärda med dem längs Murmankusten är högst sannolikt, och senare undersökningar skola

[1]) Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola, p. 38, Fennia XI, N:o 2 och Fennia 16, N:o 1, p. 122.

[2]) Några iakttagelser rörande istidens sista skede i trakten NW om Kvikkjokk, G. F. F. 28.

väl bekräfta detta antagande, när aflagringarnas i fråga relation till strandlinjerna blir i detalj utredd. Däremot kan jag ej ansluta mig till Ramsays uppfattning däri, att dessa aflagringar vore samtidiga med de sammanhängande ryska, tyska och danska ändmoränerna, och att de skulle beteckna den sista landisens yttersta gräns mot norr. Skälen för min afvikande åsikt anföras här nedan.

Enligt Ramsays uppfattning väntar man sig att utanför randzonen (norrut) i Finmarken finna en äldre morän än den, hvilken ligger innanför densamma. Dessutom borde man träffa på interglaciala sediment. Innanför randaflagringarna borde följaktligen ligga tvenne moränbäddar, hvilka åtminstone här och hvar vore åtskiljda af interglaciala aflagringar. Den betydliga tidrymd, hvilken enligt Ramsays tolkning faller mellan tiden för de inre och de yttre lösa jordlagrens aflastning, borde dessutom gifva sig tillkänna genom det yttre landskapets kontrasterande, mognare prägel, d. v. s. genom en längre framskriden grad af denudation och genom ytformernas utjämning af mäktiga mosstorfbildningar, igenväxning och igensvämning af sjöbäckena.

Hvad den yttre moränens vittringsgrad vidkommer så är den i själfva verket på Varangerhalfön betydligt längre framskriden än den inres. Randzonen sammanfaller emellertid i det närmaste med gränsen mellan tvänne petrografiska formationer, hvarför det är vanskligt att adäkvat bedöma frågan endast med ledning af moränens utseende. Gaisaformationens lösare bärgarter, som till öfvervägande del sammansätta den yttre moränen, blefvo gifvetvis lättare underkastade atmosfäriliernas påverkning än de fasta urbärgsstenar, af hvilka moränen innanför randaflagringarna är bildad. Vittringen synes däremot icke hafva så alldeles starkt angripit själfva bärggrunden utanför randzonen, hvilket framgår däraf, att man på Varangerhalfön vid Domenfjelds sydsida ett 60-tal m ofvanför högsta marina gränsen finner välbibehållna glacialräfflor i nakna sandstenshällar. Dessa räfflors läge och nordostliga riktning tyda afgjordt på, att de inristats af Enare-Varanger isströmmen och ej af någon senare lokal nedisning, som kun-

nat träffa Varangerhalfön under senare tid. De vittringsfenomen, hvilka äro förknippade vid Varangerhalföns strandlinjer, har jag redan diskuterat i annat sammanhang, jämf. p. 110, 112. Därför är jag böjd att tro, att moränens högre vittringsgrad utanför randzonen väsentligen bör tillskrifvas materialets petrografiskt lösare karaktär och endast i underordnad grad betingats af dess något högre ålder.

Under förutsättning att tvenne moräner verkligen aflagrats här uppe väntar man sig, att den äldre icke blifvit fullständigt upprifven i randgebitet af den senare landisen, utan att man någonstädes borde återfinna spår af densamma. Så är emellertid ej förhållandet i Ost-Finmarken. I hela nordliga delen af Fennoskandia känner man nämligen ingenstädes interglaciala eller intramoräna aflagringar, hvilka skulle berättiga en dylik separation af tvenne moräner. Endast i norra Pudasjärvi, 5 km sydväst om Mäntyjärvi, fann jag sommaren 1903 ett c. 0,5 m mäktigt lager af fossilfri, ockrig, mager lermo af underordnad utsträckning, delvis inbakadt i moränen.

Hvad landskapets allmänna prägel vidkommer, har jag redan anfört, att åtskillnaden i vittringsgraden endast är skenbar. Hvad den supramarina förtorfningen beträffar, kan man ej heller härvidlag okulärt göra någon åtskilnad mellan torflagrens utsträckning och mäktighet på Varangerhalfön och söder om randzonen. Enligt vänligt meddelande af professor Ramsay, som länkat min uppmärksamhet på denna omständighet, synes förhållandet vara analogt äfven i trakten mellan Teriberka och Warsinsk på Kolahalfön, hvilket område ligger utanför randaflagringsräckans i fråga fortsättning.

Ett argument, som synes mig väga afgörande i frågan, är strandlinjernas trappstegslika förhållande, jämf. p. 109. Den strandlinje, som motsvarar landets djupaste observerade sänkningsläge I $\alpha$, påträffas mellan Baasfjord och Jakobselv. Påtagligen var denna kuststräcka bar under detta transgressionsskede, medan landet söder härom täcktes af landisen, som hindrade strandlinjernas utsträckning längre inåt land. Sedermera höjde sig landet

till nivå I $\beta$, vid hvilken en längre hviloperiod inträffade. Samtidigt med denna höjning hade isen afsmält så mycket, att större delen af Varangerhalfön under hvilopausen var isfri. Landisen täckte däremot ännu under denna tid allt land söder om Varangerfjorden. Under den därpå följande höjningsperioden hade landisen däremot dragit sig så långt åt söder, att de sydvarangerska randaflagringarna lemnats isfria, hvilket framgår däraf, att den strandlinje, som utbildades under hviloperioden I $\gamma$, har abraderats i randaflagringarnas öfversta del. Dessa förhållanden i israndens recession återgifvas skematiskt af diagram 2, tafl. 6.

Landisen hade sålunda under samma tidsafsnitt bortsmält från en del af Varangerhalfön och Sydvaranger. Mellan randaflagringarna och nivåförändringarna äger följaktligen följande åldersrelation rum:

I $\alpha$, I $\beta$, randaflagringarna och I $\gamma$, I $\varepsilon$, II A.

Af strandlinjernas förhållande kan man sålunda konstatera följande viktiga omständigheter:

1:o Att, möjligen frånsedt smärre dalglaciärer, icke en hela Varangerhalfön omfattande fristående glaciation under tiden efter den sista nedisningen kan konstateras. Hade detta inträffat, borde icke marina gränsen ligga i den högsta (älsta) emersionsnivån på halföns nordsida, åt hvilken landisen på grund af terrängens lutning borde hafva glidit längsta tid. Att äfven blocktransporten talar emot möjligheten af ett dylikt antagande har jag redan anfört på p. 12.

2:o Att vittringens och erosionens framsteg gifva vid handen, att icke alltför långa geologiska tidrymder åtskilja de successiva recessionsstadier, hvilka diagram 2, tafl. 6 skematiskt återgifver.

3:o Att den ofvan framställda trappstegsteorin för den successiva utbildningen af strandlinjestadierna bäst förklarar emersions och glaciationsförhållandena.

På grund häraf synes det mig ej vara rätt, att förbinda Ost-Finmarkens och Murmankustens randaflagringar med de ryska, baltiska, tyska och danska randbildningarna, hvilka angifva grän-

sen för den s. k. sista nedisningens, jämf. p. 146, maximala utbredning. De förra härröra synbarligen från en senare tid och motsvaras söder om isdelaren af randbildningar, hvilka ligga innanför de nämnda gränsgebiten.

Hvilket detta inre stadium är, kan man t. v. ej afgöra. Tager man hänsyn därtill, att talrika randbildningsstadier, hvilka tillhöra den sista landisens afsmältningsskede, förekomma söder om isdelaren, under det att norr om densamma endast ett markeradt israndläge är bekant, ledes tanken ovillkorligen därpå, att de ostfinmarkska aflagringarna motsvara ett jämförelsevis sent stadium. Vid bedömandet af denna fråga bör man dock taga hänsyn till många variabla, ännu föga kända omständigheters inflytande under istiden, t. ex. den termiska latituddifferensen, nederbördsmängdens fördelning norr och söder om isdelaren o. d.., hvilket komplicerar spörsmålet och afråder från hvarje spekulativ lösning af detsamma innan fältundersökningarna utsträckts öfver större områden.

Man torde sålunda t. v. endast kunna konstatera, att randaflagringarna längs Murmankusten och i Ost-Finmarken beteckna ett oscillationsstadium under den sista landisens afsmältningsfas, men ej yttersta gränsen för densamma.

## Landisens utsträckning åt norr under sista skedet af maximal mäktighet.

Skilda forskare hafva gifvit den sista landisen olika utsträckning åt norr.

Enligt J. Geikie [1]) har den sista landisen öfverskridit allt land i norra delen af Fennoskandia.

G. De Geer [2]) låter icke landisen utsträcka sig till Ishafskusten. Isens yttersta rand sträcker sig på hans karta utmed nordsidan af Saariselkäfjällen och en glaciärlob utskjuter i Enare bäckenet.

[1]) l. c.

[2]) Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. II, tafl. 2.

W. Ramsay [1]) åter förlade nordgränsen för den sista nedisningen vid randaflagringszonen utmed Murmankusten och Ost-Finmarken.

Som nyss anförts, har emellertid landisen under det sista skedet af maximal mäktighet öfverskridit Ramsays gräns. Då jag ej har mig bekant, att på Varangerhalfön skulle existera randbildningar, åtminstone anträffas ej betydliga dylika, måste landisen hafva öfverskridit hela Ost-Finmarken och angränsande trakter.

Huru långt ut i oceanen landisen sträckte sig under detta skede kan däremot ej ännu fastställas. Granskar man de batymetriska kustkartorna [2]), finner man, att gåtfulla tröskelbildningar öfvertvära de stora fjordarnas mynningar. Men huruvida de härröra från fjordrännornas exarationsperiod [3]), eller om de möjligen representera submarina randaflagringar kan ej f. n. v. bestämdt afgöras. J. H. L. Vogt [4]) har påvisat, att de submarina raerne i Kristianiafjorden äro böjda inåt. Detta synes äfven vara fallet med tröskeln vid Varangerfjordens mynning. Skulle denna senare ackumulationsbank vara en af en framskjutande jökel bildad ändmorän, skulle man däremot vänta sig, att den vore böjd utåt. Äfven vid andra nordnorska fjordars mynningar finner man likartade bankar, och de synas mig alla vara randaflagringar från den sista landisens afsmältningsperiod.

Den kalfningsgräns, hvilken jag antydt i diagram 2, tafl. 6. är endast tillfälligt och skematiskt inritad under den förutsättning att isbräckan reste sig ett 30- à 40-tal m öfver hafvet. [5])

[1]) Fennia 16, n:o 1, fig. 7.

[2]) Vibe Generalkart over den norske kyst 1848, rettet til 1905.

[3]) Jämf. O. Nordenskjöld: Topographisch-geologische Studien in Fjordgebiten, Bull. Geol. Inst. Upsala 1899, p. 221.

[4]) Om istiden under det ved de lange norsk-finske endmoræner markerede stadium. Det norske geogr. selsk. årbog III, 1892, p 50, 51.

[5]) Motiveras af C. Borchgrevinks studier öfvet Ross-barriären, se „Nærmest Sydpolen Aaret 1900", p. 402, København 1905.

Frågan om landisens yttersta utsträckning åt norr under det sista skedet af maximal mäktighet står sålunda öppen. Man kan endast fastslå, att allt land i norra delen af Fennoskandia öfverskridits af landisen under detta skede.

**Résumé.**

## Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia.

### I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental.

L'auteur communique dans ce travail les résultats de ses recherches sur la géologie quaternaire du Finmark oriental au cours de deux voyages faits en 1905 dans cette région.

Dans l'introduction (5—7) on indique la composition pétrologique et la diffusion des diverses formations géologiques existant dans ce territoire. La limite réciproque forme une faille très marquée, v. la carte p. 7. Au S s'étend le massif surélevé archéen fenno-scandien, composé de schistes cristallins fortement métamorphosés et de roches éruptives granitiques et parfois basiques. Au N de la frontière tectonique se trouve une formation sédimentaire appelée par M. Th. Dahll du nom de »Gaisa», et composée de conglomérats, de quartzites, de grès, de pélites et de dolomites. Dans la formation Gaisa on ne connaît pas de fossiles; mais, à en juger par la stratigraphie, on peut admettre qu'elle est d'âge silurien.

La description de la géologie quaternaire se divise en deux parties, dont la première comprend les observations, la seconde les conclusions,

#### Observations.

Dans la première partie on traite d'abord des traces d'érosion de l'inlandsis. En premier lieu on indique les observations

faites sur les *stries* (pp. 5—9) et les roches moutonnées (p. 10). On décrit les dépôts pleistocènes (pp. 10—14), d'abord le développement et la répartition de la moraine (p. 10—11), puis les blocs erratiques (pp. 11—12).

On trouve parmi les pierres de moraine dans la presqu'île de Varanger des »étrangers» originaires des roches des régions archéennes; par contre on n'a pas trouvé dans le Varanger méridional de représentant des formations Gaisa.

Ce fait, joint aux observations effectuées sur les stries et les roches moutonnées, prouve avec certitude que la direction des masses glaciaires a été SW—NE. En outre il en ressort qu'on ne peut ici constater de transport notable par les glaces flottantes.

Il est traité (pp. 13—14) des dépôts de gravier roulé fluvioglaciaire sous forme d'åsar parallèles aux stries, de terrasses marginales et de deltas.

Enfin on décrit (pp. 15—83) les anciennes formations littorales de l'océan glacial, qui sont parfaitement développées dans le Finmark. En beaucoup d'endroits on trouve un grand nombre de ces formations, creusées dans les roches schisteuses ou les pentes de gravier à des niveaux différents au dessus les unes des autres, comme des levées littorales ou des ceintures horizontales de blocs et de galets lavés (v. tabl. 1—3).

L'auteur décrit pp. 15—16 ses méthodes d'observation. La hauteur des anciennes lignes littorales au-dessus de la limite des algues (*Fucus vesiculosus* L.) a été déterminée avec un anéroïde (les chiffres d'altitude sont suivis d'un [a]) ou avec un instrument de nivellement de Wagner, fabriqué par Thesdorpf (après le chiffre d'altitude [d]).

Ensuite viennent les mesures des anciennes formations littorales. Les points mesurés sont rangés en une série continue suivant la côte de Tana à la frontière russe.

L'auteur indique pp. 83—85 les trouvailles connues de pierres ponces rejetées sur les côtes du Finmark oriental par les courants marins quaternaires.

Les trois variétés sont représentés sur le tabl. 3, 2.

Enfin on donne pp. 86—107 une description des restes subfossiles de la faune quaternaire, spécialement des coquillages.

## Conclusions (p. 107).

### Changements de niveau.

Dans le graphique 2 du tableau 4 l'auteur a rassemblé les observations citées ci-dessus. Les stations d'observation sont rangées à gauche dans l'ordre où elles se suivent le long de la côte, et les altitudes des formations littorales sont indiquées en abscisses à gauche lieu par lieu en partant de l'ordonnée.

En réunissant les points du graphique qui dans la nature se correspondent les uns aux autres, on obtient les courbes I $\alpha$ — II $A$ qui indiquent les relations qu'entretiennent entre eux les changements sucessifs de position de la terre ferme.

Dans la discussion du graphique on constate: 1:o que le défaut de parallélisme des courbes montre que l'émersion continentale n'a pas été uniforme; 2:o que les différences de longueur des courbes indiquent que les lignes littorales ont dans la nature une étendue différente.

Tandis que I $\alpha$, situé au niveau le plus ancien (le plus élevé), n'embrasse que la côte extérieure de la presqu'île de Varanger entre le Baastjord et la rivière Jakobselv, la courbe suivante I $\beta$ s'étend jusqu'aux parties extérieures du fjord de Tana. La ligne littorale aux niveaux inférieurs I $\varepsilon$—II $A$ court au contraire dans tout le domaine étudié. Ce fait que la plus haute limite locale de la transgression marine s'abaisse par gradins d'un niveau d'émersion plus élevé à un niveau plus bas est expliqué par l'auteur en supposant que les lignes les plus élevées I $\alpha$—I $\gamma$ se sont formées pendant la régression de la glaciation quaternaire. Le glacier continental fondant en même temps que le continent s'élevait, il y eut aux niveaux d'émersion inférieurs des étendues de côtes toujours croissantes accessibles à l'action des vagues.

Les phénomènes de dégradation confirment que l'âge de ces traces d'anciens rivages décroît avec leur altitude. C'est ainsi que

la désagrégation et l'érosion sont plus avancées sur des lignes littorales situées à des niveaux plus élevés, et diminue d'une manière continue quand on passe aux niveaux inférieurs.

Le long de la côte de la presqu'île de Kola on retrouve la continuation des lignes littorales du Finmark oriental (tabl. v. 111); elles ont été étudiées par M. W. Ramsay. En ce qui concerne les premières, M. Ramsay s'est prononcé pour une différence d'âge considérable. Il attribue, cependant avec des réserves, aux lignes supérieures I $\alpha$—I $\gamma$ un âge interglaciaire, parce que les phénomènes de désagrégation et d'érosion qui les caractérisent sur la côte mourmane forment un contraste frappant avec l'aspect plus frais des lignes inférieures à partir de I $\varepsilon$.

L'auteur n'a pas pu confirmer ces vues en étudiant le Finmark oriental; il croit que ces formations littorales remontent à *une seule* période de surrection qui commença à l'époque de la fonte de la dernière glaciation.

Les relations entre les changements de niveau quaternaires de la presqu'île de Kola et du Finmark oriental ressortent du tableau v. 114.

Dans le tableau pp. 114—116 on donne les valeurs de la surrection pour les lignes littorales formées alors que le continent se trouvait dans les positions I $\alpha$, I $\beta$ et I $\gamma$. Puis vient une description détaillée de ces lignes.

Quand le continent était abaissé au niveau I $\alpha$, la zone de terre ferme située en dehors de la ligne I $\alpha$, graph. 2 tabl. 6, était seule libre de glaces. Sur la carte 2, tabl. 5 on a tracé les isobases de 80, 85 et 90 mètres. Les coefficients du gradient sont donnés dans le tableau p. 117.

P. 117. Quand le continent se fut élevé à la position I $\beta$, le bord du glacier avait reculé jusqu'à la limite I $\beta$, graph. 2, tabl. 6. Dans le tableau on indique la grandeur du gradient.

P. 118. Dans la position I $\gamma$ du continent, la plus grande partie des côtes du Finmark oriental et de la presqu'île de Kola étaient libres de glace. — La limite septentrionale du glacier continental est indiquée par la ligne I $\gamma$, graph. 2, tabl. 6. Même dans

le Nordland et le Finmark occidental, il semble y avoir eu des bandes côtières libres de glace. — La grandeur du gradient est indiquée dans le tableau p. 119.

P. 119. A l'époque de la transgression au niveau I $\varepsilon$ le glacier continental avait disparu de toutes les côtes dans les parties septentrionales de la Fenno-scandia, et une ligne littorale très nette se forma alors.

Dans le tableau pp. 120—122 on donne les altitudes de cette ligne au-dessus de la limite des herbes marines dans les lieux d'observation. La grandeur du gradient est donnée p. 123 et les isobases de cette position du continent sont tracées sur les cartes 1 et 2, tabl. 5. — Des graphiques fig. 21 et 1 tabl. 4 il ressort que la surrection depuis ce temps s'est accomplie selon la loi de Bravais — De Geer, les deux lignes littorales (II *A* ligne postglaciaire) étant inclinées vers la mer, et la plus élevée ayant une pente plus forte. Comme le montre l'inclinaison des isobases, carte 1 2, tabl. 5, et le second graphique, 1, tabl. 4, le continent c'est élevé d'une quantité moindre au-dessous du fjord de Varanger.

La répartition topographique du continent était alors un peu différente de ce qu'elle est actuellement. L'»île de Varanger» et l'»île des Pêcheurs» étaient séparées du continent par des détroits de faible largeur, et le fjord de Varanger envoyait des ramifications longues et étroites dans la direction du S vers l'intérieur du continent. Il est probable que le lac d'Enare communiquait par un détroit partant du débouché de la rivière de Patsjoki (Pasvig) directement avec l'Océan glacial.

On n'a rencontré ni dans le Finmark ni sur la presqu'île de Kola de restes de faune littorale maritime de cette époque. — Par contre les mollusques trouvés dans les parties septentrionales de la Norvège et de la Finlande indiquent que le climat maritime à cette époque a été purement arctique.

Pendant la période de transition I $\varepsilon$—II *A* (p. 126) le climat paraît s'être rapidement amélioré au point que la faune de mollusques, vers la fin de cette période, avait un caractère boréo-arctique. En même temps des pierres ponces brunes andésitiques com-

mençaient à être rejetées sur les côtes du Finmark. L'»île de Varanger» se rattacha au continent.

P. 127. Les premières lignes littorales dominantes que l'on trouve au dessus du rivage actuel représentent en règle générale la position II *A*. La valeur de l'émersion de ces lignes pour les points d'observation est donnée dans le tableau pp. 127—129 et exprimée dans les graphiques fig. 21 et 1, tabl. 4. Les valeurs du gradient sont données dans le tableau p. 130; sur la carte 2, tabl. 5, sont tracées les isobases correspondantes.

M. W. Ramsay a exprimé précédemment l'opinion que la structure morphologique des formations littorales situées au niveau II *A* dans la presqu'île de Kola fait supposer qu'elles se sont constituées au cours d'une transgression du rivage en sens positif. Cette opinion se confirme par l'observation du Finmark oriental. — L'auteur voit un nouvel appui à cette théorie dans le profil trouvé à Karjel, fig. 22, où une couche de gravier marin sépare deux couches de tourbe, et exprime l'opinion que les formations en question remontent à l'émersion continentale postglaciaire embrassant toute la Fenno-scandia, et marquent l'extension maxima de la mer postglaciaire.

P. 133 on étudie les conditions climatériques, telles qu'on peut les conjecturer en s'appuyant sur la faune de mollusques subfossiles. A l'époque qui précède immédiatement l'extension maxima de la mer postglaciaire, la faune de mollusques comprenait 63 % d'espèces boréales et 37 % d'espèces arctiques. — La présence de *Cardium edule* L. à Skogerö témoigne que dès le maximum de dépression postglaciaire des espèces lusitaniennes avaient immigré dans le Finmark oriental. L'association d'espèces semble donc indiquer qu'il y avait alors un climat optimum avec une température supérieure d'environ + 2° C à la température actuelle. Cette époque fut suivie d'une période marquée par un abaissement de température, comme le montre à la fois l'accroissement de l'élément spécifique arctique dans la faune de mollusques, et le fait que la limite de la forêt se retire vers des latitudes plus méridionales ou vers une altitude plus basse.

P. 141. Le terminus *ad quem* de l'établissement de l'homme dans le Finmark oriental est reporté à une époque où l'émersion postglaciaire avait atteint environ 70 à 80 % de sa valeur. — L'âge de la pierre arctique est donc contemporain de l'âge le plus récent de la pierre dans les parties méridionales de la Fenno-scandia.

## Glaciation.

L'auteur commence par indiquer les traits principaux du développement géologique glaciaire dans la Laponie finlandaise.

La ligne de partage des glaces de l'inlandsis était située dans la région où se trouve maintenant la ligne de partage des eaux dans la partie septentrionale de Sodankylä, v. tabl. 6. carte 1. Elle est caractérisée par une »moraine *in situ*» c. à d. par du gravier de résidu comprimé par la glace. Les stries, le transport de blocs morainiques et les formations d'åsar fluvio-glaciaires, v. tabl. 6, carte 1 et graph. 2, prouvent que la calotte glaciaire se mouvait au nord de la ligne de partage dans la direction NE et au sud dans les directions SSE et SE.

Au cours de la rétrogradation, des arrêts se sont produits dans le mouvement de recul des glaces. Deux de ces arrêts sont très nettement marqués, le plus ancien par les moraines terminales, terrasses marginales de gravier roulé et deltas fluvioglaciaires qui se sont déposés le long du rivage méridional du fjord de Varanger, le second par une chaîne de terrasses marginales et de moraines terminales dans le voisinage de la ligne de partage des glaces.

Ces derniers dépôts entourent des étendues montagneuses relativement élevées, et l'auteur estime qu'on n'a aucune raison probante pour ne pas les considérer comme contemporains, par leur formation, de la glaciation postglaciaire des sommets montagneux qui a été observée auparavant dans des parties avoisinantes de la Laponie russe et suédoise.

Au sujet de la situation géologique des dépôts marginaux du Varanger méridional, M. Ramsay a précédemment émis l'opinion

qu'ils constituaient la limite extrême de la dernière glaciation. L'auteur remarque que l'étude du Finmark oriental ne fournit aucune raison d'admettre cette théorie. On ne trouve pas dans cette région de dépôts interglaciaires ou intramorainiques. La moraine est, il est vrai, plus désagrégée en dehors (au nord) de cette zone de dépôts frontaux; mais il ne faut pas se laisser induire en erreur par ce fait; on doit considérer en même temps que cette zone coïncide à peu près avec la limite de formations indiquée dans la fig. 1, et que les roches sédimentaires, plus friables au point de vue pétrologique, qui apparaissent dans la moraine vers le nord, ont pu être plus sensibles à l'érosion subaérienne.

Par contre l'existence de stries glaciaires dans les affleurement superficiels de grès au dessus de la limite maritime sur le Domenfjeld montre que la roche elle-même n'a pas été depuis très longtemps exposée à la dénudation. Les dépôts biogènes ne paraissent pas non plus contraster les uns avec les autres dans les différents domaines.

Du reste les relations des dépôts frontaux aux lignes littorales fournissent un argument décisif pour la solution du problème. Il en ressort la chronologie relative suivante: I $\alpha$ est plus ancien que I $\beta$, plus ancien lui-même que les dépôts frontaux et I $\gamma$, plus ancien lui-même que I $\varepsilon$.

Cette chronologie, jointe à la diffusion des formations littorales, montre que la calotte glaciaire, pendant cette même période I $\beta$—I $\gamma$, avait disparu d'une partie de la presqu'île de Varanger située au delà de la chaîne de dépôts frontaux, et du Varanger méridional, situé au sud de la limite glaciaire supposée. Les stades de régression marqués dans le graphique 2, tabl. 6 ne sont pas séparés par un intervalle de temps très considérable. L'auteur conclut par suite que les dépôts frontaux de la côte mourmane et du Varanger méridional marquent un stade d'oscillation dans le recul de la dernière glaciation, et non la limite extrême de cette glaciation.

Pendant la dernière période de puissance maxima, la calotte

glaciaire a dépassé la limite du continent dans les parties septentrionales de la Fenno-scandia; mais la question des limites de son extension maxima vers le nord doit rester provisoirement pendante.

## Rättelser.

Sida 22. I förklaringen till fig. 3 står psefit, bör vara pelit.

» 24. » » » » 4 » » , » » »

» 119. noten 2 står 48 m, bör vara c. 40 m.

Taflan 5. Karta 1. Skala c. 1 : 1100 000.

» 6 Kartorna 1 och 2. Skala c. 1 : 3000 000.

# Innehållsförteckning.


Sida

Förord . . . . . 3

*Orienterande öfverblick af Ost-Finmarkens tektonik* . . . . . 5

## I. Iakttagelser.

**1. Observationer angående istidens bildningar.**

*Den glaciala afslipningen* . . . . . 8

*De kvartära aflagringarna*

Morän . . . . . 10

Fluvioglaciala aflagringar . . . . . 13

**2 Observationer angående forna strandbildningar.**

Observationsmetod . . . . . 15

Tanafjord . . . . . 17

Varangerhalföns nordkust . . . . . 32

Varangerfjordens nordstrand . . . . . 50

I S från Varangerfjorden . . . . . 69

**3. Observationer angående uppvräkta drifstycken af pimpstenar** . . . . . 83

**4. Subfossila lemningar efter den kvartära hafsfaunan i Ost-Finmarken** . . . . . 86

## II. Sammanfattning.

**Nivåförändringarna** . . . . . 108

Klassifikation af strandlinjerna i Ost-Finmarken . . . . . 113

*Afdelning I (senglaciala strandlinjer)* . . . . . 114

Nivå I $\alpha$ . . . . . 116

Nivå I $\beta$ . . . . . 117

Nivå I $\gamma$ . . . . . »

Nivå I $\varepsilon$ . . . . . 119

Öfvergångsnivåerna I $\varepsilon$—I $A$ . . . . . 126

*Afdelning II (postglaciala strandlinjer)* . . . . . 127

Sida

Nivå II *A* . . . . . 127

Den recenta landhöjningsepoken . . . . . 140

**Glaciationen** . . . . . 142

*Isdelaren* . . . . . 144

*Landisens rörelseriktningar i trakten norr om isdelaren* . . . . . 147

*Randaflagringar* . . . . . 148

*De norr om isdelaren belägna randaflagringarnas åldersbegränsning* . 150

*Landisens utsträckning åt norr under det sista skedet af maximal mäktighet* . . . . . 154

Résumé (en français) . . . . . 157

Rättelser . . . . . 166

# Illustrationer.

## I texten.


Sida

Fig. 1. Geologisk kartskiss öfver Ost-Finmarken och omgifning . . . 7
Fig. 2. Topografisk skiss öfver observationslokalerna i det inre af Tanafjord . . . . . 19
Fig. 3. Ögonmåttsskiss öfver strandlinjerna vid Vagge . . . . . 22
Fig. 4. » » » mellan Vagge och Stangenes 24
Fig. 5. » » » vid Lille Molvik . . . . 25
Fig. 6. Topografisk skiss öfver strandbildningarna mellan Store Molvik och Kvitnes . . . . . 29
Fig. 7. Ögonmåttsskiss öfver strandterrasser vid Kvitnes . . . . . 31
Fig. 8. Topografisk skiss öfver strandbildningar mellan Skonsvikelv och Berlevaag . . . . . 32
Fig. 9. Profilskärning genom dynvall vid Skonsvik . . . . . 33
Fig. 10. Topografisk skiss öfver strandbildningar kring Makur . . . 35
Fig. 11. Kartskiss öfver observationslokalerna kring Syltefjord . . . 38
Fig. 12. Profil genom marina gränsen vid Syltefjord . . . . . 40
Fig. 13. Ögonmåttsskiss öfver strandbildningarna i Inre Syltevik . . . 42
Fig. 14. Topografisk skiss öfver trakten kring Havningberg . . . . 43
Fig. 15. Topografisk skiss öfver trakten mellan Vardö och Kiberg . . 48
Fig. 16. Profil genom strandlinjerna vid Krampenes . . . . . 56
Fig. 17. Topografisk skiss öfver Vadsö omnejd . . . . . 59
Fig. 18. Planskiss öfver erosionsfenomen på strandterrasser vid Vadö . 61
Fig. 19. Profil genom strandlinjer vid Karjel . . . . . 64
Fig. 20. Randplatå vid Bugöfjord . . . . . 74
Fig. 21. Grafiskt återgifvande af den senglaciala strandlinjen I *ε*:s och den postglaciala strandlinjen II: *A*:s i Tanafjord lutning utåt Ishafvet . . . . . 124
Fig. 22. Profil genom grusbacken vid Karjel . . . . . 131
Fig. 23. Grafisk framställning af de subfossila molluskförekomsternas i Ost-Finmarken artsammansättning och höjningsbelopp.

**Taflor.**

I, 1. Abrasionsterrass vid Kampenes.
I, 2. Strandlinje » »
II, 1. Abrasionsterrass » »
II, 2. Ackumulationsvallar och abrasionsterrasser vid Krampenes.
III, 1. Marina gränsen vid Krampenes.
III, 2. Pimpstenar funna på Ost-Finmarkens kuster.
IV, 1. Diagram, utvisande strandlinjernas projektion på vertikalplanet genom Langfjordvand—Havningberg.
IV, 2. Jämförande diagram utvisande strandlinjernas höjd i Ost-Finmarken.
V, 1. Karta med isobaser för senglaciala strandlinjenivån I $\varepsilon$ och postglaciala strandlinjenivån II *A*.
V, 2. Karta med isobaser för senglaciala strandlinjenivåerna I $\alpha$ och I $\varepsilon$.
VI, 1. Karta utvisande de fluvioglaciala aflagringarnas förekomst i nordliga delen af Fennoskandia.
VI, 2. Diagram, utvisande isströmmarnas riktning i nordliga delen af Fennoskandia under recessionsperioden.



*1 Krampenes. Abrasionsterrass 79 m. ö. h.*



*2. Krampenes. Strandlinje 23 m. ö. h.*

G. ARVIDSSON, H FORS



*1. Krampenes. Abrasionsterrasser.*



*2 Krampenes. Ackumulationsstrandvallar och abrasionsterrasser. På udden till vänster ligger Krampenes fiskarby.*

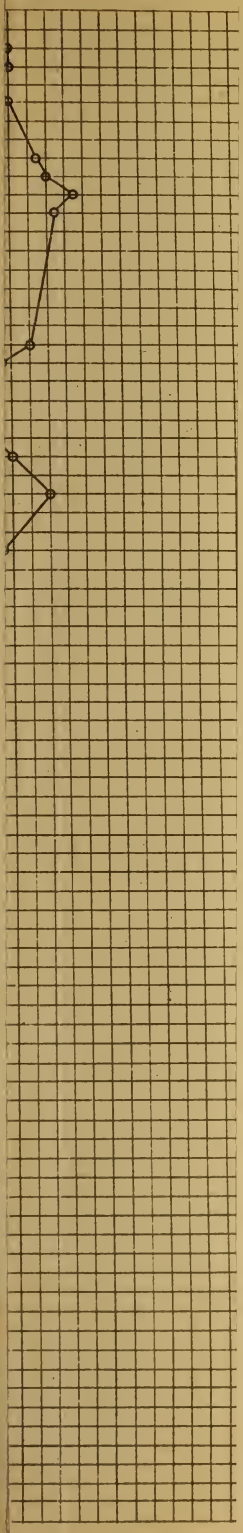
ARVIDSSON, H. 1905



*1 Krampenes. Marinagränsen 90 m ö. h.*




*2. Drifblock af pimpsten.*


10 m.

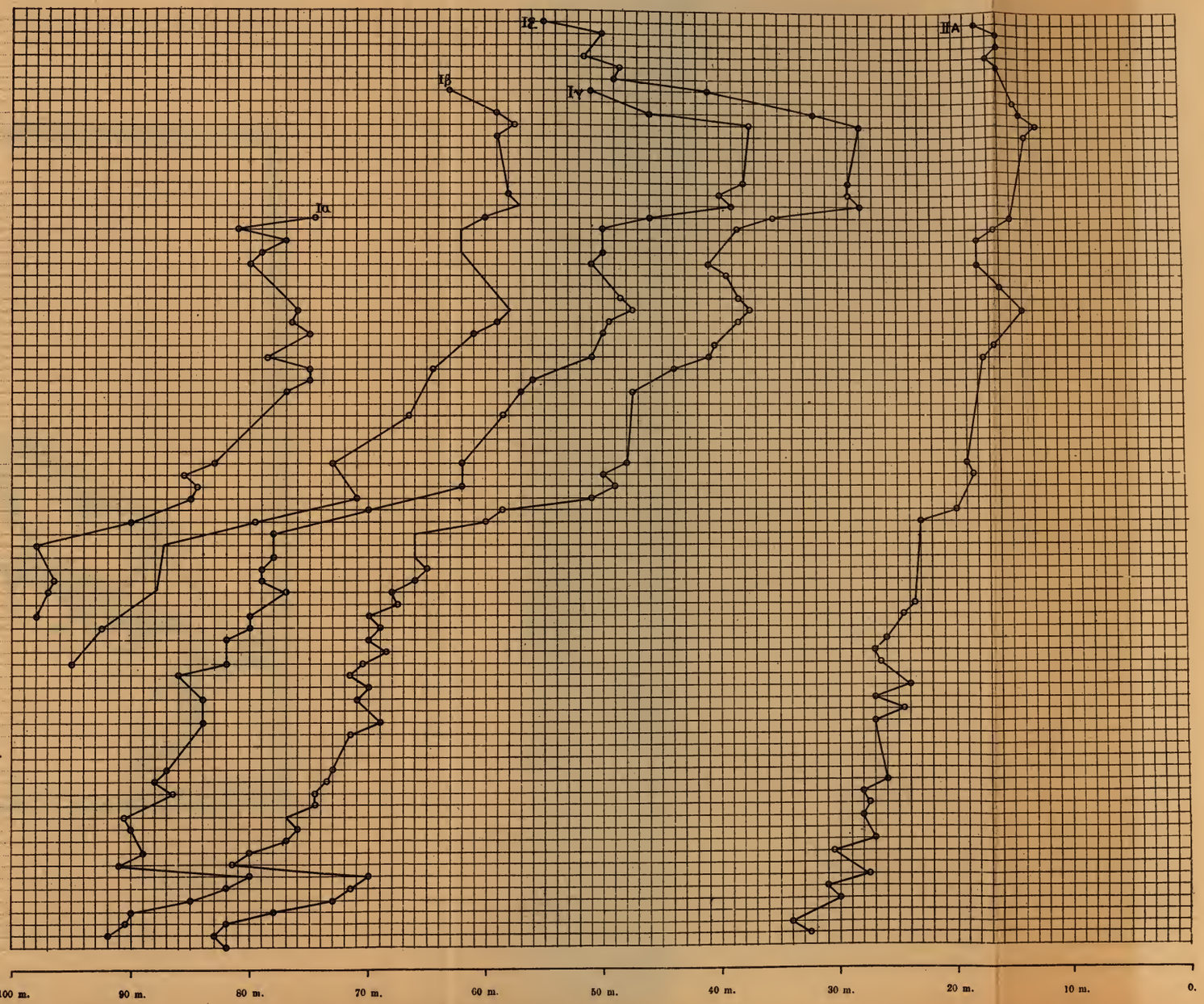
## 2 Jämförande diagram utvisande strandliniernas höjd i Ostfinmarken.

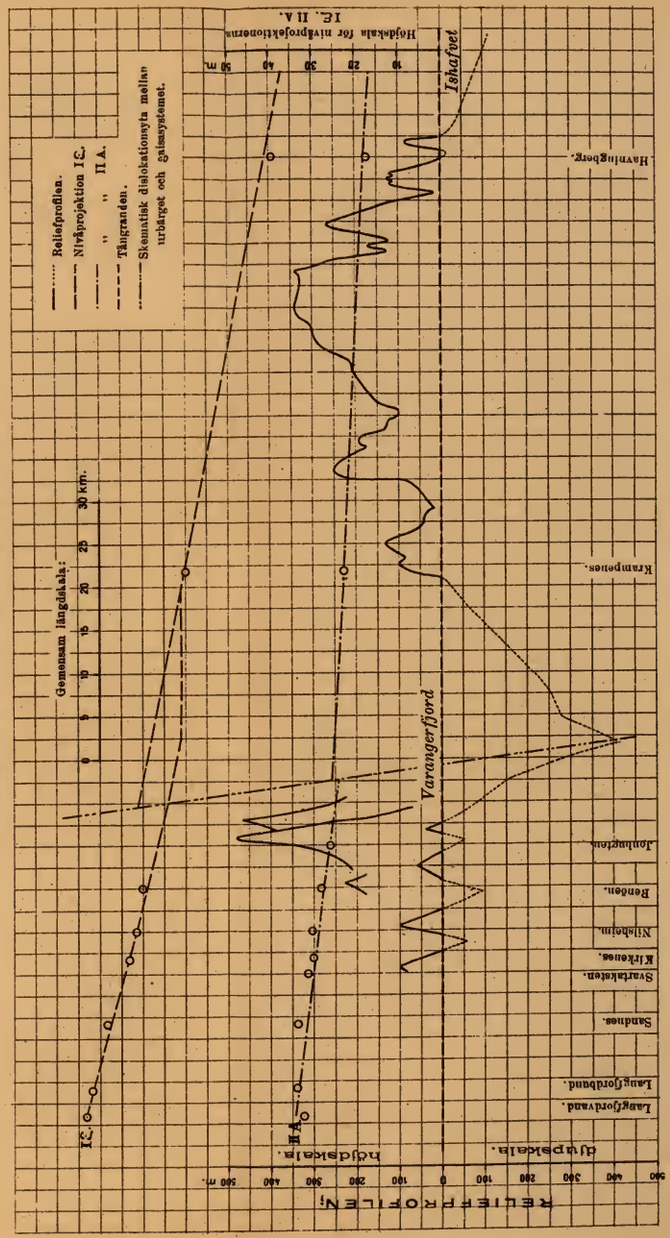
**Tanafjord.**
*Smalfjord*
*Benjaminbugten*
*Grönnes*
*Gavsluukt*
*Vegge*
*Vegge-Stangenes*
*Lille Molvik*
*Grædalen*
*Store Molvik*
*Kvitnes*
*Kvitneseidet.*

**Varangerhalföns N-kust.**
*Slonsvikseidet*
*Svartneshaug*
*Berlevaag*
*Makur*
*Sylteklubben*
*Sylteljord N*
*Do S.*
*Do Nordfjord*
*Inre Syltevik*
*Havningberg 1*
*Do 2 & 2 E*
*Do 3*
*Do 4*
*Harbaken*
*Havningberg 6*
*Do 7*
*Domen 2*
*Do 6*
*Kibergvand, 4 E.*
*Forsen*
*Kibergvand, 4 W*

**Varangerfjordens N-strand.**
*Kiberg*
*Falkeflauget*
*Troldelven*
*Komagvar*
*Skalneset*
*Krampenes*
*Vadsö 1.*
*Do 2.*
*Do 3.*
*Do 4.*
*Do 5.*
*Tomaselv*
*Makkefjeld*
*Paddeby*
*Karjel*
*Klubben*
*Per-Larsaviken*
*Mortensnes 1.*
*Do 3.*
*Nesseby*
*Abelsberg*
*Gornitak*
*Maskelven*
*Nyborg*

**S.om Varangerfjorden.**
*Bigganjarga*
*Beiktelvfjeldet*
*Reppen*
*Veinesbugten*
*Nyelven*
*Gandviken*
*Bugöfjord*
*Staanga*
*Munkvaselv*
*Rensen*
*Nileheim*
*Kirkenes*
*Sandnes*
*Langfjordbotn*
*Langfjordvand*
*Klistervand*

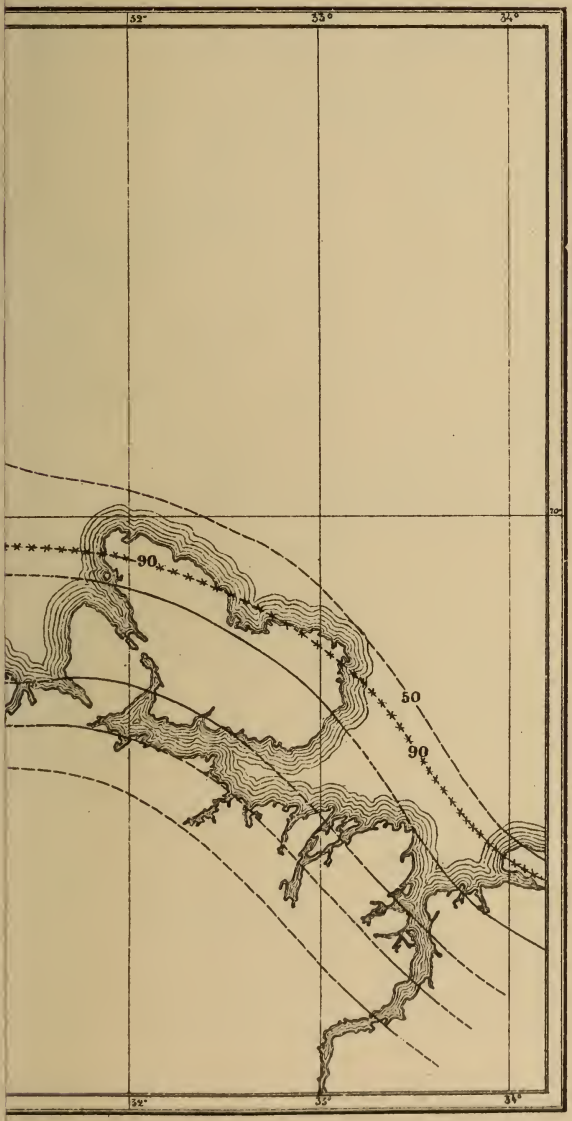



**1. PROJEKTIONSDIAGRAM**
på vertikalplanet genom
**LANGFJORDVAND—HAVNINGBERG.**

G. Arvidsson, Helsingfors

TA 2.



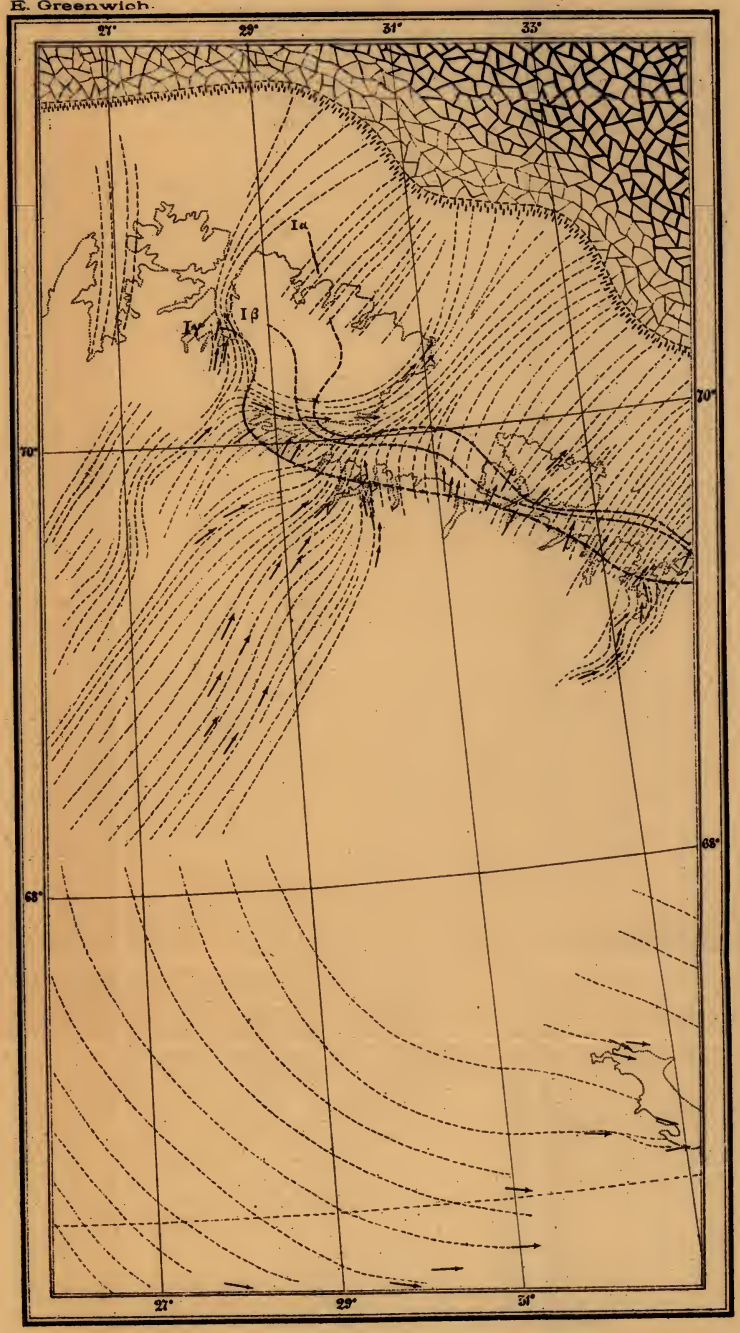

G. Arvidsson, Helsingfors

## 1. KARTA UTVISANDE DE FLUVIOGLACIALA AFLAGRINGARNAS FÖREKOMST [1]




[1] Denna karta har blott preliminär karaktär. En noggrann karta kommer framdeles att uppgöras af Geologiska Kommissionen i Finland på grundvalen af tillförlitligare topografiskt material (från finska förvaltningsstyrelsen och öfverstyrelsen för landtmäteriet m. m.)

## 2. DIAGRAM UTVISANDE ISSTRÖMMARNAS RIKTNING UNDER RECESSIONSPERIODEN.

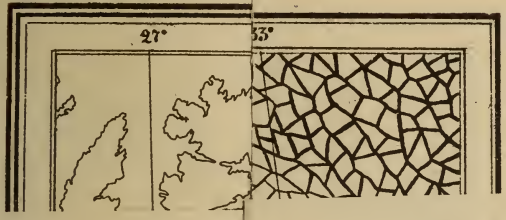



G. Arvidsson, Helsingfors

*Tafl. 6.*

**1. KARTA UTVI IKTNING**
**AFLAGRI**

E. Greenwich.



# Tabelle der Totalförderung aus sämtlichen Gruben von Pitkäranta von 1814 bis 1904, sowie der Kupfer-, Zinn- und Silberproduktion von 1842 bis 1904 in metrischen Tonnen, bezw. kg.

| Altes Grubenfeld: Westlicher Teil | | | | | | | | | | | | | Mittlerer Teil | | | | | | Östlicher Teil | | | | Neue Grubenfelder | | | | | | | | | | | | |

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 19

# DIE ERZLAGERSTÄTTEN

VON

# PITKÄRANTA AM LADOGA-SEE

VON

OTTO TRÜSTEDT

MIT 1 KARTE, 19 TAFELN UND 80 FIGUREN IM TEXT

HELSINGFORS
FRENCKELLSKA TRYCKERI-AKTIEBOLAGET
1907

# Inhalt.


Seite

**Einleitung** . . . . . 1

**Literatur-Verzeichnis** . . . . . 6

**Geschichtliches** (mit Fördertabelle) . . . . . 14

**Vorbemerkungen zur geologischen Übersichtskarte** . . . . . 49

**Topographische Orientirung** . . . . . 53

**Allgemeine Geologie des Lagerstättengebietes** . . . . . .

**Die Unterlage der erzführenden Schieferformation** . . . . . 57

**Die erzführende ladogische Schieferformation** . . . . . 72

**Die postladogischen, präjotnischen Eruptivgesteine** . . . . . 84

**Der Rapakiwigranit** . . . . . 93

**Die Störungen des Erzlagerstättengebietes** . . . . . 97

**Zusammenfassender Rückblick auf die allgemeine Geologie des Erzgebietes** . . . . . 102

**Spezielle Geologie der Erzlagerstätten** . . . . . .

**Das eigentliche Erzgebiet von Pitkäranta** . . . . . 107

Das alte Grubenfeld von Pitkäranta . . . . . 108

*Der westliche Teil des alten Grubenfeldes* . . . . . .

*Die Grube 1. Schwartz* . . . . . 109

*Die Grube 2. Schwartz* . . . . . 112

*Die Grube 2. Nikolai* . . . . . 113

*Die Grube 1. Nikolai* . . . . . 114

*Die Meyer-Gruben* . . . . . 117

*Der Schurfschacht Mathilde* . . . . . 128

*Der mittlere Teil des alten Grubenfeldes* . . . . . .

*Die Omeljanoff-Klee-Gruben im allgemeinen* . . . . . 129

*Die alte Zinngrube oder 3. Omeljanoff* . . . . . 140

*Die Zinnsteinvorkommen der Grube 4. Omeljanoff* . . . . . 143

*Die Zinnerze in Grube 6. Klee* . . . . . 150

*Die Magneteisen- und Zinkblendeerzvorkommen der Omeljanoff-Klee-Gruben* . . . . . 151

*Der östliche Teil des alten Grubenfeldes* . . . . . .

*Allgemeines* . . . . . 155

*Die Grube Paul* . . . . . 158

*Der Schurfschacht 4. Klee* . . . . . 159

*Der Schurfschacht 3. Klee* . . . . . 160

*Die Grube 1. Klee oder Perwoi* . . . . . 162

*Der Maria-Schacht* . . . . . 163

Seite

*Rückblick auf die Erzlagerstätten der unteren Zone im alten Grubenfelde* . . . . . 166
*Die Grube Ristaus* . . . . . 169

Das neue Grubenfeld von Pitkäranta . . . . . 180
*Allgemeines* . . . . . 184
*Der Schurfschacht 2. Herberz* . . . . . 188
*Der Schacht Walkialampi* . . . . . 191
*Die Grube 1. Herberz* . . . . . 200

Das Grubenfeld von Hopunwaara . . . . . 210
*Allgemeines* . . . . . 210
*Der Schurfschacht 3. Winberg* . . . . . 211
*Der Schurfschacht 2. Winberg* . . . . . 213
*Der Schurfschacht Beck* . . . . . 243
*Der Kalkbruch von Hopunwaara* . . . . . 244
*Der Arsenik-Schurfschacht* . . . . . 252
*Die Grube 3. Klara* . . . . . 253
*Die Gruben 1. und 2. Klara* . . . . . 258
*Der Schurfschacht 1. Winberg* . . . . . 261

Das Grubenfeld von Lupikko . . . . . 262
*Allgemeines* . . . . . 277
*Der Schurfschacht 5. Lupikko* . . . . . 283
*Die Gruben 1. und 3. Lupikko* . . . . . 289

Chemische Zusammensetzung der hauptsächlichsten Erzarten und Aufbereitungsprodukte (mit Analysentabellen) . . . . . 322

**Sonstige Erzvorkommen in der weiteren Umgegend** . . . . . 330

**Ältere und neuere Ansichten über die Entstehung der Erzlagerstätten von Pitkäranta** . . . . . 333

**Alphabetisches Verzeichnis der im Erzgebiete von Pitkäranta nachgewiesenen Mineralien** . . . . . 336

**Erklärung der Tafeln** . . . . . 344

**Berichtigungen** . . . . . 347

# Einleitung.

Finnland ist kein bergbautreibendes Land im wahren Sinne des Wortes! Wohl sind etwa seit der Mitte des 16. Jahrhunderts in verschiedenen, besonders den südwestlichen Gegenden des Landes einige Eisen-und Kupfererzlagerstätten erschürft worden, zu lange Zeit anhaltendem Bergbau ist es jedoch nur in den seltensten Fällen gekommen; dazu war die Ausdehnung der Erzvorkommen viel zu gering, betrug doch die ganze Menge der bis auf den heutigen Tag im Lande gewonnenen Eisen- Kupfer- und Zinnerze nur etwa eine und eine halbe Million metrische Tonnen [1]).

Unter solchen Verhältnissen kann es nicht auffallen, dass die montangeologische Literatur des Landes nur arm ist und sich im wesentlichen auf die im Archiv des Bergamtes zu Helsingfors aufbewahrten handschriftlichen Reise- und Schürfberichte der letzten Jahrhunderte beschränkt, woher auch die wenigen bedeutenderen Erzlagerstätten nicht in dem Masse bekannt geworden sind, wie sie es schon des geologischen Interesses wegen wohl verdienten.

Unter den finnländischen Erzvorkommen, welche eine längere Abbauperiode überdauerten — hier sind vor allem zu nennen: die Kupfererzlagerstätte von Orijärvi und die Eisenerzvorkomnisse von Jussarö — nehmen ohne Zweifel die in der geologischen Literatur häufiger erwähnten Lagerstätten von Pitkäranta am Nordufer des Ladoga-Sees eine hervorragende Stellung ein.

Die günstige Lage derselben nahe am Ufer dieses grossen Meeressees war wohl geeignet, dem erzreichen Gebiete stets rege Teilnahme zu sichern, zumal es ausser mit metallischen Schätzen, noch mit ausgedehnten Waldungen und einer grossen Zahl bedeutender Wasserfälle gesegnet ist.

---

[1]) Vergl. Lit. Verz. unter 83 und 107.

Niemals seit der ersten Entdeckung von Erzspuren in dieser Gegend hat letztere ihre Zugkraft verloren und ohne Zweifel wird sie dieselbe behalten, solange noch ihre Schätze auf und unter der Erdoberfläche nicht versiegt sind.

Eine Gefahr in letzterer Hinsicht liegt aber, obgleich beinahe ein Jahrhundert lang, sowohl die Erze, als auch die Wälder der Gegend, namentlich in der Nähe des Ladoga-Ufers in weitgehendstem Masse ausgebeutet worden sind, keineswegs vor.

Unter dem Schutze der finnländischen Montan-und Forstgesetze konnte sich der Bergbau zum Segen der äusserst armen Bevölkerung jenes kargen Küstengebietes entwickeln, und wenn auch häufig Zeiten blühenden Aufschwungs mit solchen gänzlichen Verfalles wechselten, so hat das Erzgebiet von Pitkäranta in dieser Beziehung nur das Schicksal der Mehrzahl aller Grubendistrikte auf dem Erdballe geteilt.

Nach einem wechselvollen Dasein von nahezu einem Jahrhundert kamen Bergbau und Hüttenbetrieb in Pitkäranta im Beginne des Jahres 1904 vollständig zum Erliegen. Zur Zeit steht der grösste Teil der Gruben unter Wasser und die Aufbereitungswerke und Hüttenanlagen gehen ihrem Verfall entgegen [1]).

Es dürfte daher wohl angebracht sein, die während der letzten Jahrzehnte regeren Betriebes gesammelten Beobachtungen, besonders soweit sie die Verhältnisse unter Tage betreffen, welche ja sonst unwiederbringlich verloren gehen müssten, der Zukunft zu erhalten.

Schon vor mehreren Jahren hatte ich den Plan gefasst, meine bis zum Jahre 1888 zurückreichenden Beobachtungen und Forschungen in dem wissenschaftlich so hervorragend interessanten Erzgebiet von Pitkäranta, woselbst ich seit genanntem Zeitpunkte bis zum Schlusse des Betriebes als Ingenieur der Gruben tätig war, in Wort und Bild niederzulegen.

„Wer aber Sklave äusserer Verhältnisse und der ersten materiellen Bedürfnisse ist, der kann nicht mehr Herr seiner Zeit und seiner edleren Bestrebungen sein“ sagt mit Recht der alte finnländische Geolog H. J. Holmberg [2]).

---

[1]) Während der Drucklegung dieser Arbeit erfahre ich, dass die Gruben und Werke im Januar d. J. in den Besitz eines englischen Konsortiums übergegangen; es ist daher zu hoffen, dass der Betrieb in Pitkäranta im Laufe dieses Jahres teilweise wieder aufgenommen werden wird [130].

[2]) Verhdl. d. russ. kais. mineral. Ges. zu St. Petersburg. 1856.

Letzten Winter wurde mir nun durch das freundliche Entgegenkommen und wesentliche pekuniäre Unterstützungen seitens des finnländischen Industrie-Amtes, sowie der geologischen Landesanstalt Gelegenheit geboten, einerseits eine Zusammenstellung der historischen und die technische Entwickelung beleuchtenden Daten über das Erzgebiet von Pitkäranta, andererseits eine Schilderung der montangeologischen Verhältnisse desselben über und unter Tage, wie sie sich seit der ersten, grundlegenden Arbeit Professor Dr. A. E. Törnebohms [1]) im Jahre 1889 darstellten, auszuarbeiten.

Zu letztgenannter Zeit war aber eigentlich nur das alte, in der Nähe des Dorfes Pitkäranta gelegene, seit den ersten Jahrzehnten des vergangenen Jahrhunderts in Abbau genommene Grubenfeld näher bekannt; die erzgeologischen Untersuchungen des genannten schwedischen Lagerstättenforschers beziehen sich daher hauptsächlich auf das vorerwähnte Grubengebiet, während das damals auflässige Erzfeld von Lupikko und die Gegend von Hopunwaara, bekannt seit älterer Zeit durch ihre Eisenerz- und Kalksteinvorkommen, nur im Zusammenhang mit der Schilderung der allgemeinen Geologie der Umgegend kurz Erwähnung finden konnten.

Im Jahre 1894 gelang es mittels planmässiger Benutzung der magnetometrischen Untersuchungsmethoden und bis ins Einzelne gehender geologischer Aufnahmen die neuen Erzfelder im N. und O. des altbekannten Grubengebietes zu erschürfen bezw. genauer zu erforschen.

Den neugewonnenen Aufschlüssen ist es nun in erster Linie zuzuschreiben, das die genetische Deutung jener Erzvorkommen eine von den früheren Auffassungen abweichende Richtung einschlagen musste.

Viel trug hierzu auch die seitens der geologischen Landesanstalt Finnlands in diesen östlichsten Teilen Kareliens eingeleitete geologische Kartirung bei, die sich 1895 und in den folgenden Jahren über das fragliche Gebiet erstreckte und eine Fülle neuer Gesichtspunkte für die Beurteilung der Geologie der in demselben auftretenden Lagerstätten einbrachte [2]).

Gelegentlich der nordischen Naturforscher- und Ärzteversammlung zu Helsingfors im Juli 1902 konnte ich an der Hand eines seit mehr als zehn Jahren gesammelten, jetzt zum grössten Teil

---

[1]) Lit. Verz. unter 73.
[2]) „ „ „ 91.

mit den Sammlungen der geologischen Kommission, der Universität, des Polytechnikums und des städtischen Volkparkes auf der Insel Högholmen bei Helsingfors einverleibten, reichhaltigen Materiales von Belegstücken vorläufige Mitteilungen [1]) über die Resultate meiner ursprünglich zu rein bergmännischen Zwecken begonnenen Untersuchungen in und bei den Gruben von Pitkäranta machen. Die vorliegende Arbeit stellt eine Zusammenfassung jener Beobachtungen, soweit sie allgemeineres, wissenschaftliches Interesse beanspruchen können, dar; auf Vollständigkeit darf sie schon darum nicht Anspruch erheben, weil, wie oben gesagt, die ausschliesslich bergmännischen Ziele des Grubenbetriebes nur wenig Zeit zu wissenschaftlichen Aufzeichnungen übrig liessen, woher viele der schönsten und belehrendsten Aufschlüsse mit dem Fortschreiten der Abbauarbeiten der Forschung verloren gehen mussten.

Immerhin gebe ich mich der Hoffnung hin, durch diese wenigen Beiträge einiges neue Material zur Beantwortung der Frage nach der Genesis jener eigenartigen Lagerstätten hinzugefügt und das Interesse für dies dem Forscher verhältnismässig leicht zugängliche Gebiet erweckt zu haben, so dass in Zukunft auch andere bewährtere Kräfte jene Gegend in den Kreis ihrer Forschungen einbeziehen mögen.

Mit aufrichtiger Dankbarkeit darf ich der lehrreichen Anregungen und Ratschläge gedenken, die mir durch meinen hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. A. E. Törnebohm in Stockholm, den vorzüglichen Kenner nordischer Erzlagerstätten, sowie durch Herrn Professor Dr. R. Beck in Freiberg, den erfolgreichen Forscher auf dem Gebiete der Metallogenese, seit einer langen Reihe von Jahren stets zu Teil geworden.

Zu herzlichstem Danke verpflichtet bin ich ferner dem Direktor der geologischen Kommission, Herrn Dr J. J. Sederholm für die ausserordentliche Bereitwilligkeit, mit welcher er diese Arbeit in jeder Beziehung unterstützt und gefördert hat.

Mineralogen und Geologen aus aller Herren Länder, die ihr Weg an die nördlichen Gestade des Ladoga-Sees führte, liessen mir gelegentlich Mitteilungen über ihre Untersuchungen an dem aus dem Pitkäranta-Distrikte mitgenommenen Material, sowie auch häufig geologische Literatur zukommen, eine Wohltat, die in jenen abgelegenen Gegenden doppelt angenehm empfunden werden musste. Gern

[1]) Lit. Verz. unter 111 und 115.

ergreife ich die Gelegenheit, ohne die vielen Namen anführen zu können, Allen, welche mir Unterstützung mit Rat und Tat zu Teil werden liessen, hier meinen Dank auszusprechen.

Für die mühevolle Ausarbeitung der von mir in Strichmanier angelegten, für die Zinkographie bestimmten Zeichnungen bin ich Fräulein Elin Åkesson bei der geologischen Kommission, sowie für die sachkundige Unterstützung bei den photographischen Aufnahmen Herrn Magister W. W. Wilkman aufrichtig verbunden.

# Literatur-Verzeichnis.

Nachfolgende Zusammenstellung enthält chronologisch geordnet alle dem Verfasser bekannten Publikationen und Manuskripte, welche in historischer, geologischer, mineralogischer oder technischer Hinsicht, z. T. auch ohne in der vorliegenden Arbeit berührt zu werden, auf Pitkäranta und Umgegend im weitesten Sinne Bezug haben.


1. 1785. Oserezkoffski, Путешествіе по озерамъ Ладожскому и Онежскому. С. Петербургъ (veröffentlicht 1792).
2. 1787. Alopaeus, S., Kurze Beschreibung der im russischen Karelien befindlichen Marmor- und anderen Steinbrüche. St. Petersburg.
3. 1804. Sewergin, W., Обозрѣніе Россійской Финляндіи или минералогическія и другія примѣчанія, учиненныя во время путешествія по оной въ 1804. году. С. Петербургъ (veröffentlicht 1805).
4. 1810. Fuhrmann, Минералогическое описаніе нѣкоторой части Старой и Новой Финляндій. Горный журналъ. С. Петербургъ (veröffentlicht 1828).
5. 1824. Bremer, C. O., Anvisning på malm- och bergarter uti Storfurstendömet Finland. Åbo.
6. 1834. Jossa, G., Извѣстіе о нахожденій олова и мѣди въ Питкарандѣ въ Финляндіи. Горный журналъ. IV. p. 157.
7. 1836. Blöde, L., N. Jahrb. f. Mineral. v. Leonhard-Bronn. p. 197.
8. 1839. Soboleffski, Геогностическое обозрѣніе старой Финляндіи и описаніе Рускольскихъ мраморныхъ ломокъ. Горный журналъ. I. p. 108. С. Петербургъ.
9. 1843. Jossa, G., Нѣкоторыя замѣчанія о рудникахъ и заводахъ Финляндій вообще и въ особенности о мѣдномъ и оловянномъ производствѣ въ Питкарандѣ Горный журналъ. IV.

10. 1844. Jossa, G., Александринскій мѣдный заводъ близъ Питкаранды. Горный журналъ. IV. p. 98.
11. 1845. Durocher, J., Études sur la structure orographique et la constitution géologique de la Norwège, de la Suède et de la Finlande. Mém. de la Soc. géol. de France. VI. (veröffentlicht 1856).
12. „ — —, Observations sur les gîtes métallifères de la Suède, de la Norwège et de la Finlande. Annales des mines. XV. sér. 4. (1856).
13. 1849. Breithaupt, A., Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg.
14. 1851. Kutorga, S., Geognostische Beobachtungen im südlichen Finnland. Verh. d. russ. min. Gesellsch. in St. Petersburg.
15. „ — —, Библіотека для чтенія. Томъ 105. С. Петербургъ.
16. 1854. Scheerer, Pogg. Annal. 91,378; 93,101. (Mineralogisches).
17. 1855. Nordenskiöld, A., Beskrifning öfver de i Finland funna mineralier. H:fors.
18. „ Kokscharoff, N. v., Materialien z. Mineralogie Russlands. 3,36.
19. 1856. Holmberg, H. J., Bemerkungen auf einer geognostischen Reise nach Ost-Finnland. Moskwa.
20. „ Gadolin, A., Beobachtungen über einige Mineralien aus Pitkäranta in Finnland. Verh. d. russ. min. Ges. St. Petersburg.
21. 1857. Holmberg, H. J., Mineralogischer Wegweiser durch Finnland.
22. 1858. Philos. Magaz. 16,263. (Mineralogisches).
23. „ Hermann, Journ. pr. Chem. 73,213. (Mineralogisches).
24. „ Holmberg, H. J., Materialier t. Finlands geognosi. H:fors. p. 245.
25. „ Gadolin, A., Geognostische Beschreibung der Insel Pusu (Pusun-Saari) im Ladoga-See. Verh. d. russ. min. Ges. St. Petersburg.
26. „ — —, Geognost. Skizze der Umgebungen von Kronoborg und Terwus am Ladoga-See. Verh. d. russ. min. Ges. St. Petersburg.
27. 1859. Cotta, B. v., Die Lehre v. d. Erzlagerstätten.
28. 1862. Holmberg, H. J., Verh. d. russ. min. Ges. St. Petersburg. 150. (Mineralogisches).

29. 1862. Des Cloiseaux, Mineralogie. 114.
30. 1863. Zebrikoff, M., Нѣсколько словъ о Питкарантскихъ мѣдныхъ и оловянныхъ рудникахъ. Морской сборникъ. Т. 66 № 5.
31. 1864. Schirjaeff, A., Горный журналъ. I. С. Петербургъ.
32. „ Andrejeff, A. P., Ладожское озеро. Часть I. С. Петербургъ.
33. 1865. Pusireffski, P., Eozoon Canadense im Kalkstein von Hopunwaara in Finnland.
Mélanges phys. et chimiques tirées du Bulletin de l'acad. de St. Pétersbourg. T. VI.
34. 1866. — —, Очеркъ геогностическихъ отношеній Лаврентьевской системы Выборгской губерній. Verh. d. russ. min. Ges. zu St. Petersburg. I.
35. 1868. Jeremejeff, P. v., Горный журналъ. X. p. 61. (Mineralogisches).
36. „ Dana, J. D., A system of mineralogy.
37. 1869. Arppe, A. E., Analyser af finska min. Acta Soc. Sc. Fenn. IV. I. p. 561. (Mineralogisches).
38. 1870. Arppe, A. E., Acta Soc. Sc. Fenn. V, 2. 467. (Mineralogisches).
39. „ Inostranzeff, A., Geognost. Bau des westlichen Ufers des Ladoga-Sees. Матеріалы для Геологіи Россіи. T. II.
40. 1811—1871. Manuskripte im Bergmeisterarchiv zu Helsingfors. (Historisches und Statistisches).
41. 1871. Arppe, A. E., Acta Soc. Sc. Fenn. VI, 3,579. (Mineralogisches).
42. „ Fischer, Kritische Studien. 13. (Mineralogisches).
43. „ Grothe, Berg- und Hüttenmänn. Zeitung. p. 173. (Statistisches).
44. 1873. Tarassoff, Verh. d. russ. min. Ges. 8,15. (Mineralogisches).
45. „ Wiik, F. J., Om östra Finlands primitiva formationer. Fin. Vet. Soc. Bidr. H. 21. (veröffentlicht 1874).
46. 1874. Jernström, A. M., Öfv. af finska Vet.-Soc. förh. XVI. p. 38. (Mineralogisches).
47. „ Des Cloiseaux. Mineral. XXI. 2.
48. 1875. Wiik, F. J., Öfv. af finska Vet.-Soc. förh. XVII. 4. p. 8; 1. p. 69. (Mineralogisches).
49. „ Rammelsberg, C. F., Mineralchemie. 400.

50. 1876. Wiik, F. J., Öfversigt af Finlands geologiska förhållanden.
51. „ v. Schoultz-Ascheraden, G., Die Kupfer- und Zinnerzlagerstätte zu Pitkäranta in Finnland. Berg- und Hüttenmänn. Zeitung.
52. 1877. Becke, F., Tscherm. min. Mitteil. 243. (Mineralogisches).
53. „ Wiik, F. J., Öfv. af finska Vet.-Soc. förh. XIX. 5. p. 69. (Mineralogisches).
54. 1879. v. Groddeck, A., Die Lehre v. d. Lagerstätten der Erze. Leipzig.
55. 1880. Wiik, F. J., Mineralog. meddel. Öfv. af finska Vet.-Soc. förh. XXII. p. 113.
56. 1881. Reyer, E., Zinn. Eine geologisch-montanistisch-historische Monographie.
57. 1882. Wiik, F. J., Öfv. af finska Vet.-Soc. förh. XXIV. 7. p. 36 u. 44. (Mineralogisches).
58. 1872—83. Bergsintendentens underdåniga berättelser om bergshandteringen i Finland. (Statistisches und Technisches).
59. 1883. Wiik, F. J., Öfv. af finska Vet.-Soc. förh. XXV. 8. p. 115. (Mineralogisches).
60. 1884. Solitander, C. P., Om bruksrörelsen och bergshandteringen i östra Finland. H:fors.
61. „ Wiik, F. J., Öfv. af finska Vet.-Soc. förh. XXVI. 9. p. 149. (Mineralogisches).
62. 1885. Weibull, M., Mineral. notiser. Geol. För. Förh. VII. 89.
63. „ Naumann-Zirkel, Elemente der Mineralogie.
64. 1887. Wiik, F. J., Den finska mineralsamlingen i universitetets i Helsingfors mineralkabinett.
65. „ Arzruni, A., Verh. d. russ. min. Ges. 23,126. (Mineralogisches).
66. 1888 Tschermaks mineral. Mitteil. 455.
67. „ Lemberg. Zeitschr. d. geol. Ges. 40,649. (Mineralogisches).
68. „ Tschaitschinski, Marie., Труды С. Петербургск. общ. Ест. T. 19,3. (Mineralogisches).
69. 1889. Lisitzin, Gr., Några geologiska iakttagelser gjorda i trakten norr om Ladoga sjö. Meddelanden från Industristyrelsen i Finland. 14. häftet, (veröffentlicht 1891).
70. „ Nordenström, G., Om användning af diamantborrmaskiner för undersökningar i malmgrufvor. Jernkontorets Annaler. H. 3. p. 166.

71. 1890. Törnebohm, A. E., Vortrag und Diskussion über Pitkäranta. Geol. För. Förh. Bd. XII. 203.
72. 1891. Brögger, W. C., Notiz über Pitkäranta. Geol. För. Förh. Bd. XIII. 281.
73. „ Törnebohm, A. E., Om Pitkäranta malmfält och dess omgifningar. Geol. För. Förh. Bd. XIII. 313—334.
74. „ Chrustschoff, K. v., Über das Gestein der Insel Walamo im Ladoga-See. Geol. För. Förh. Bd. XIII.
75. „ Vogt, J. H. L., Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige representerede grupper af jernmalmforekomster. Geol. För. Förh. Bd. XIII. 728 und 734.
76. 1892. Vogt, J. H. L., Om dannelsen etc. (Fortsetzung) Bd. XIV. 225.
77. 1893. Sjögren, Hj., Diskussion über Falun etc. Pitkäranta. Geol. För. Förh. Bd. XV. 411.
78. „ Vogt, J. H. L., Referat v. Törnebohms Arbeit: Om Pitkäranta malmfält etc. N. Jahrb. f. Mineral. Geol. u. Palaeont. II. p. 61.
79. „ Sederholm, J. J., Om bärggrunden i södra Finland. Fennia 8. N:o 3. p. 37.
80. „ Fuchs-De Launay, Traité des gîtes minéraux et métallifères II. p. 98 und 221.
81. „ Koeppen, A., Горнозаводская промышленность Россіи. С. Петербургъ. (Statistisches).
82. „ — —, Industries of Russia. Mining and metallurgy, translated by J. M. Crawford. (Statistisches).
83. „ Tigerstedt, A. F., Om Finlands malmförekomster. Vetensk. meddel. af geogr. fören. i Finland. H:fors.
84. „ — —, Geologin. p. 302. H:fors.
85. 1894. Ahrenberg, Jac., Ladoga sjö. Geogr. fören. tidskrift. V.
86. „ Blankett, H., Om Välimäki malmfält. Geol. För. Förh. B. XVIII.
87. „ Zeitschrift f. prakt. Geologie. p. 41, 459, 461 und 464.
88. 1895. Kohlmann, W., Zeitschrift f. Kristallogr. 24,350.
89. „ Zeitschrift f. prakt. Geologie. p. 91 und 155.
90. 1896. Gröndal, J. G., Anrikning af malmer. Tekn. För. Förh. Helsingfors.
91. „ Meddelanden fr. Industristyrelsen. H. 25, p. 26 und 88.
92. „ Berghell, H., Bidrag till kännedomen om södra Finlands kvartära nivåförändringar.

93. 1896. Törnebohm, A. E., Om användandet af termerna arkeisk och algonkisk på skandinaviska förhållanden. Geol. För. Förh. Bd. XVIII.
94. „ Gröndal, J. G., Питкаранта. Краткое описаніе Питкар. мѣсторожденія, рудниковъ и заводовъ. С. Петербургъ.
95. „ Wiik, F. J., Om södra Finlands primitiva formationer. Fennia 12. N:o 2.
96. „ Phillips, J. A. and Louis, H., A treatise on ore deposits. London.
97. „ Sederholm, J. J., Några ord om södra Finlands prekvartära geologi. Fennia 12. N:o 3.
98. 1897. Zeitschrift f. prakt. Geologie. p. 76, 77 und 315.
99. „ Ailio, J., Über Strandbildungen des Litorinameeres auf d. Insel Mantsinsaari. Fennia 14. N:o 2.
100. „ Sederholm, J. J., Om indelningen af de prekambriska formationerna i Sverige och Finland och om nomenklaturen för dessa äldsta bildningar. Geol. För. Förh. Bd. XIX. p. 21—53.
101. „ Ramsay, W. und Zilliacus, A., Monazit von Impilaks. Sonderabdruck: Öfv. af finska Vet.-Soc. förh. Bd. 39.
102. „ Sederholm, J. J., Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Com. géol. d. Finl. N:o 6.
103. 1898. Zeitschrift f. prakt. Geologie. p. 415.
104. 1899. „Teknikern“ N:o 198. Linbanor.
105. „ Korsouchin, I. A., Объ оловянныхъ и другихъ мѣстор. по рѣкѣ Онону. Изв. Общ. Горн. Инжен. № 4. С. Петербургъ.
106. „ Sederholm, J. J., Roches préquaternaires. Atlas de Finlande. Texte. Fennia 17. N:o 1.
107. „ Moberg, K. Ad., Industrie métallurgique et carrières. Atlas de Finlande. Texte. Fennia 17. N:o 23.
108. 1901. Borgström, L. H., Baryt från Pitkäranta. Mineralogiska notiser. Geol. För. Förh. Bd. 23.
109. „ Gröndal, J. G., Om den magnetiska anrikningen vid Pitkäranta i Finland. Teknisk tidskrift. Stockholm.
110. „ Beck, R., Lehre von den Erzlagerstätten.

111. 1902. Trüstedt, O., Über die Erzlagerstätten von Pitkäranta. Referat in „Comptes rendus du Congrès des Naturalistes et Médecins du Nord tenu à Helsingfors du 7. au 12. juillet.
112. 1902. Meddelanden fr. Industristyrelsen. H. 33. p. 3—6, 10 und 63.
113. „ Frosterus, Benj., Bergsbyggnaden i sydöstra Finland. Bull. Com. géol. N:o 13.
114. „ Vogt, J. H. L., Problems in the geology of Ore-Deposits. Transact. of the Amer. Inst. of Min. Eng. 31.
115. 1903. Zeitschrift f. prakt. Geologie. p. 317. Referat v. 111.
116. „ Bogdanowitsch, K. I., Ученіе о рудныхъ мѣсторожденіяхъ. I. С. Петербургъ. (Lagerstättenlehre).
117. 1904. Trüstedt, O., Om Keliwaara nyupptäckta malmfält vid Ladoga. „Teknikern“ N:o 374. H:fors.
118. 1884—1904. Industristatistik. I. delen: bergshandtering och maskinindustri.
119. 1904. Beck, R., Über d. Erzlager d. Umgebung v. Schwarzenberg im Erzgebirge. Jahrbuch f. d. Berg- und Hüttenwesen im Kgrch. Sachsen. 1902 und 1904.
120. „ Borgström, L. H., Über Kassiterit von Pitkäranta. Zeitschrift f. Kristallogr. XL. Bd. 1. H. 1.
121. „ Stelzner-Bergeat, Die Erzlagerstätten. Leipzig.
122. „ Klockmann, F., Über kontaktmet. Magnetitlagerstätten, ihre Bildung und systematische Stellung. Zeitschr. f. prakt. Geol.
123. „ Bauer, M., Lehrbuch der Mineralogie.
124. 1905. Fawns, S., Tin deposits of the world. London.
125. „ Hackmann, V., Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finnlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes. Bull. Com. geol. d. Finl. N:o 15.
126. „ Hess, F. and Graton, L., The occurrence and distribution of tin. U. S. Geol. Survey Bulletin N:o 260.
127. 1906. Zemiattschenski, P., Silicomagnesiofluorit, ein neues Mineral von Lupikko in Finnland. Zeitschr. f. Kristall. u. Mineral. v. P. Groth. Bd. 42. H. 3.
128. „ Holmquist, P. J., Diskussion über Hj. Sjögrens Vortrag: „Om våra malmers bildningssätt“. Geol. För. Förh. Bd. XXVIII. p. 339.

Nachtrag:

129. 1895. Rolker, Ch. M. The Produktion of Tin in various Parts of the World. 16 Ann. Rep. of the U. S. Geol. Survey (Finnland: „Pit Käranda").

130. 1907. „Pitkäranta". Veckans krönika. N:o 5. Verf. unbekannt [1]).

[1]) Dieser kleine Aufsatz stellt eine nahezu wortgetreue Wiedergabe der von C. P. Solitander [60] verfassten, kurzen historischen Übersicht über die Gruben und Werke bis zum Jahre 1884 dar. Die Hauptblüteperiode der letzteren unter der Bankfirma E. M. Meyer & C:ie, sowie der Aktiengesellschaft „Ladoga" wird nicht erwähnt; überhaupt erweckt die ganze weitere Darstellung den Eindruck, als ob erst jetzt, 1907, nach dem Übergange der Werke in die Hände neuer Besitzer ein regelrechter Betrieb daselbst in Aussicht stände.

Eine solche Auffassung ist aber, wie wir im folgenden zeigen werden, keineswegs berechtigt, beweisen doch die grossen, noch vollauf betriebsfähigen Anlagen in Pitkäranta, sowie die bedeutende Menge bergmännisch aufgeschlossener Erzfelder zur Genüge, dass es auch früher wohl kaum an der Fähigkeit, zeitgemässe Neuerungen und Untersuchungsmethoden einzuführen, gefehlt hat.

Die Betriebsmittel sind es gewesen, welche wie so häufig bei derartigen Unternehmungen, zeitweise nicht zur Fortsetzung der Aus- und Vorrichtungsarbeiten in den Gruben ausreichten, woher die Vorräte an edleren Erzen rasch abnahmen und der Bergbau nicht den Verlag zurückerstatten konnte.

Soll also das Bergbauunternehmen von Pitkäranta in Zukunft stets Ausbeute erzielen, so müssen vor allen Dingen ganz *bedeutende Kapitalien zur Vermehrung der Erzreserven* in den Gruben darangewandt werden, ehe Aussicht auf solchen Erzgewinn vorhanden sein dürfte, wie er in dem genannten Aufsatz ohne weiteres als unmittelbar erreichbar angenommen wird.

Die Erzvorräte können aber nur nach weitläufigen, systematischen Schürf- und Bohrarbeiten im Anschluss an eine *bestimmte genetische Auffassung der Erzlagerstätten* bestimmt werden. Eine solche anzubahnen ist u. a. der Zweck der vorliegenden Arbeit.

## Geschichtliches.

Die ältesten Berichte über Schürfversuche in der Gegend von Pitkäranta reichen bis zum Anfang des vorigen Jahrhunderts zurück.

Zwar giebt Zebrikoff [30] an, das Kupfererzvorkommen daselbst sei schon um das Jahr 1770 bekannt gewesen, dem widerspricht jedoch, dass weder Oserezkoffski [1], noch Alopäus [2] oder Sewergin [3] in ihren Reiseberichten etwas von demselben erwähnen.

Oserezkoffski bereiste im Jahre 1785 die Ufer des Ladoga-Sees, besuchte den Kalkbruch von Ruskeala, sowie die Kalkinseln westlich von der Mündung des Läskelä- Flusses in den Ladoga-See und berichtet über die Fundstelle von roten Granaten in der Nähe des Dorfes Kitelä, sowie ferner über verschiedene Erzaufschlüsse im Gouvernement Olonez, während er betreffs Pitkärantas nur angiebt, dass der Name „langes Ufer" daher komme, weil das Ufer des Sees hier im Vergleich zum buchtenreichen Schärengebiet von Kexholm bis Pitkäranta ziemlich niedrig und flach verläuft.

Berücksichtigt man, wie geneigt meist die Landbevölkerung zu sein pflegt, ihre mehr oder weniger reichen Erzfunde Reisenden zu zeigen und zum Verkaufe anzubieten, so scheint es, als ob zu jener Zeit noch keinerlei Erzspuren in jener Gegend bekannt gewesen seien.

Alopäus war im Jahre 1787, Sewergin 1804 in diesen östlichsten Teilen des sogenannten alten Finnlands. Letzterer untersuchte u. a. auch das Bleiglanzvorkomniss auf der Insel Wuoratschunsaari westlich von Pitkäranta, reiste aber, ohne dies Dorf berührt zu haben, nach Sortavala zurück.

*1810—21* Im Jahre 1810 besuchte der Berghauptmann Fuhrmann [4] im Auftrage der russischen Bergbehörde die Gegenden nördlich vom Ladoga-See, um einige Steinbrüche und Erzaufschlüsse in den Kirchspielen Suistamo, Sortavala und Impilaks näher zu erforschen. Wir verdanken ihm die ersten Berichte über die Kupfererzfundstelle bei Pitkäranta; nach seinen Angaben zu urteilen lag die-

selbe westlich vom späteren Schacht 1. Omeljanoff (sog. Kanalgrube).

Obgleich Fuhrmann recht gründlich schürfte, erwies sich der Aufschluss nicht abbauwürdig, so dass er zu der Ansicht kam, dass die vorhandenen Erzspuren nur den letzten Rest des ursprünglichen Erzganges darstellten, dessen Hauptmasse, wie die grosse Menge verstreuter Blöcke von Ganggestein auf den Feldern südlich der Fundstelle bewiesen, fortdenudirt sei. Nicht nur einen *Gang*, sondern *ganze Berge* könne man aus jenen Blöcken rekonstruiren!

Trotz der entmutigenden Resultate Fuhrmanns scheint doch jener erste Fund bald zu weiteren Schürfversuchen angelockt zu haben, denn zu Beginn des Jahres 1814 legten drei Russen: M. Oschwinzoff, F. Baranoff und A. Anisimoff, letzterer ein Bauer aus dem etwa 20 km nordwestlich von Pitkäranta gelegenen Dorfe Ruokojärvi, Mutung auf mehrere Stellen in der Umgegend von Pitkäranta ein. Bremer [5] sagt von diesen Leuten, sie hätten als Interessenten beinahe alle Erzvorkommen innerhalb der Kirchspiele Impilaks und Suistamo entdeckt, was ihnen zum Verdienst gereiche, ob sie aber dafür eine Belohnung erhalten haben, sei nicht bekannt.

Im Jahre 1811 war der südöstlichste Teil von Finnland mit dem Hauptgebiete des 1809 endgültig von Schweden losgerissenen Landes vereinigt worden, woher ungefähr von diesem Zeitpunkte an auch die Gegend um Pitkäranta unter die Aufsicht der finnländischen Bergbehörde kam.

Wie nun aus den Akten des Bergmeisterarchivs [40] in Helsingfors hervorgeht, lauteten jene ersten Mutscheine für Kupfererz u. a. auch auf eine Stelle: Alasuomäki, in der Nähe der späteren Grube 4. Omeljanoff.

Somit hatten die Russen nahezu 500 m östlich von der ältesten Fundstelle geschürft und hier weitere Anzeichen von Kupferkies gefunden.

Ausser dieser muteten sie noch eine Stelle „hinter dem Hopunsuo Sumpfe“ und zwar „für Marmor und Eisenerz“. Das Kalksteinvorkommen, sowie das Magneteisenerz von Hopunwaara gehören demnach mit zu den ältesten Funden der Gegend!

Im Dienste der finnländischen Bergbehörde besuchte der Bergmeister Lundström im Sommer 1814 [40] die erwähnten Aufschlüsse; er nahm einige Schürfversuche und Probesprengungen vor, welche am Fundpunkte der jetzigen Grube 1. Omeljanoff gegen 5 t reiches Kupfer-Stuferz ergaben.

Lundström war wahrscheinlich auch der erste, der in Pitkäranta Zinnstein beobachtete, wenn er ihn auch nicht als solchen erkannte, denn er erwähnt „kleine Schörlkristalle in einem dichten glimmerhaltigen Gestein". Er untersuchte auch den Kalkaufschluss von Hopunwaara, woselbst er fingerbreite, in der Richtung des Kalksteins liegende Streifen von Eisenerz, „das stark vom Magneten angezogen wurde" beobachtete. Die Russen glaubten hier auch Silbererz gefunden zu haben, als welches sie wahrscheinlich die dem Magneteisenerz stellenweise beigemischten Körner von Arsenikkies auffassten.

Im Dorfe Ruokojärvi auf dem Besitztum des genannten Bauern Anisimoff hatten die Russen einen 2 m hohen Schmelzofen mit Handblasebalg angelegt, bei ihren Probeschmelzungen mit Kupfererzen aus Pitkäranta aber nur etwas zusammengesinterte Schlacke erhalten. Die eigentliche Schmelzhütte sollte unterhalb der beiden Wasserfälle des Kulismajoki-Flusses bei Juankoski, c. 3 km nordöstlich vom Dorfe Ruokojärvi, erbaut werden, doch riet der Bergmeister den unternehmungslustigen Leuten von dem kostspieligen Bau ab, ehe Aussicht auf grössere Erzmengen vorhanden wäre, vielmehr sollten sie lieber die Erzfunde Kapitalisten überlassen. Solche scheinen aber die Russen nicht gefunden zu haben, denn sie kamen mit ihren Schürfversuchen, da sie selbst nur geringe Mittel besassen, nicht weit, sondern verloren bald ihre Mutrechte, nachdem sie etwa ein Jahr lang die Schürfe bearbeitet hatten.

Im Jahre 1816 mutete wiederum der Kaufmann Worobjeff die erste Fundstelle vom Jahre 1810, sowie den Mutpunkt der Russen bei Alasuomäki, überliess seine Rechte aber bald einem gewissen Tschebotarjeff und seinem Genossen, dem Oberberghauptmann A. Derjabin in S:t Petersburg. Tschebotarjeff trieb in der Nähe der jetzigen Kanalgrube in etwa 10 m Tiefe einen 20 m langen Querschlag in das Hangende der Lagerstätte vor, zu welcher Arbeit er nach Morosoffs Angaben bei Zebrikoff [30] zwei Jahre brauchte und dabei 60,000 Rubel Bco Assignationen [1]) verausgabte, ohne nennenswerte Mengen Erz zu Tage gefördert zu haben. Überhaupt soll er das Unternehmen äusserst nachlässig betrieben und auch wenig praktische Kenntnisse im Bergfach besessen haben.

*1821—30 L. Lukin.* Schon im Jahre 1821 reichte aufs neue der englische Untertan Lionel Lukin ein Gesuch um Verleihung des Bergwerkseigentums für

---

[1]) 1 Rubel Banco Assignationen = 0.285 Rubel Silber = 1.14 finnische Mark (Fmk.)

alle damals bekannten Erzfundpunkte in Pitkäranta ein, nachdem Tschebotarjeff seine Rechte auf dieselben schon längst versessen hatte.

Da Lukin nur geringe Mittel zur Verfügung standen, beschloss er eine Aktiengesellschaft für die Ausbeutung jener Erzfunde zu gründen und wandte sich zu diesem Zweck an den Kaiser mit der Bitte um weitgehendste Privilegien. In einer für Ryssland ganz neuen Art von Schmelzhütten wolle er in möglichst grossem Masstabe die vielen von ihm entdeckten Kupfer- Zinn [1])- Blei- Silber- und Zinkerze verarbeiten.

Er wollte das erwähnte Unternehmen „unter Beachtung der in Finnland geltenden Verfassungen und Berggesetze" mit einem Grundkapital von 1 Million Rubel beginnen, vorausgesetzt, dass der Aktiengesellschaft das ausschliessliche Recht zur Ausnutzung aller Wasserfälle der Umgegend und aller zu den Kirchspielen Sortawala, Suistamo und Impilahti gehörigen Waldungen zugestanden würde.

In einem Umkreise von 60 km dürfe daher kein Sägewerk und keine Getreidemühle bestehen; die Gesellschaft solle von allen Kronsabgaben befreit und alle nötigen Maschinen und Gerätschaften zollfrei einzuführen berechtigt sein.

Um zu prüfen, ob Lukin auf Grund seiner Erzfunde die gewünschten Privilegien bewilligt werden könnten, besuchte der Bergmeister im Dezember des Jahres 1821 Pitkäranta; an einer genaueren Untersuchung hinderten ihn jedoch „grosse Kälte und tiefer Schnee", daher stützt er sich in seinem Bericht, teils auf die früheren Angaben Lundströms, teils auf die sehr zweifelhaften Lukins.

Bei dieser Gelegenheit wird auch zum ersten Mal des Zinnsteins Erwähnung getan, welcher als s. g. Zinngraupen in mehr oder weniger grossen, dunkelbraunen bis schwarzen, von Kalkspat umgebenen

---

[1]) Bremer giebt 1824 an, dass Lukin bei Sarga in Suistamo ein Zinnerzvorkommen bearbeite, von welchem sehr zweifelhaft sei, ob es überhaupt Zinnstein enthalte.

In der Tat beruhte das Gerücht von einem solchen Vorkomnis in obengenanntem Dorf auf einem Irrtum, dadurch veranlasst, dass Lukin in seinem Gesuch an den Kaiser, ohne die einzelnen Fundstellen genauer anzugeben, ganz allgemein von Zinnerz spricht.

Möglich ist auch, dass folgende Äusserung Sewergins zu jener Annahme Veranlassung gegeben hat: „Nach meinen Beobachtungen treten hier (im Kirchspiel Suistamo) solche Gesteine auf, welche in anderen Ländern gewöhnlich das Zinn begleiten.

Übrigens wurde auch der rote Granat vom Dorfe Kitelä zu damaliger Zeit für zinnhaltig angesehen, wie aus einer Bemerkung Lundströms hervorgeht.

Kristallen in 2 Ellen Mächtigkeit bei Alasuomäki gefunden wurde. Danach scheint Lukin zuerst den Zinnstein als solchen erkannt zu haben, während Lundström, wie wir sahen, das Mineral für Turmalin hielt, mit welchem dasselbe stellenweise wohl verwechselt werden kann. So sagt auch L. Blöde [7]: „Der Zinnstein kommt meist in büschelförmig zusammengehäuften, nadelförmigen Kristallen vor und hat desshalb Ähnlichkeit mit Schörl".

Lukin erhielt in der Tat 1823 auf Befehl des Kaisers die begehrten Vorrechte, konnte aber die beabsichtigte Aktiengesellschaft, für welche eine halbe Million Rubel gezeichnet sein musste, ehe sie ihre Tätigkeit beginnen durfte, nicht zu stande bekommen. Bald nach Empfang der Privilegien verschwand er aus der Gegend. In seinem Bericht unterzieht übrigens der Bergmeister die Vorschläge Lukins einer Kritik, der wohl jeder vollauf beistimmen muss, welcher jene Eingabe an seine Majestät den Kaiser mit „Plan zu einer Gesellschaft, die unter S. M. des Kaisers von Russland eigenstem Schutz und Schirm Bergwerke anlegen und mit einer Million Rubel, geteilt in 1,000 Aktien, bearbeiten soll" gelesen hat. Ein so gigantisches, auf nur wenige, oberflächliche Untersuchungen gegründetes Unternehmen konnte ohne Zweifel nur geringe Aussicht auf Erfolg haben.

Nahezu ein Jahrzehnt lang ruhen nun die Schürfversuche in Pitkäranta und in den Bergmeisterberichten aus jener Zeit wird des Ortes nur selten Erwähnung getan. So bedauert 1829 der Bergmeister, dass die Kupfergruben von Pitkäranta „deren seltener Reichtum an wenigen Stellen im Norden seinesgleichen findet" in Verfall geraten seien; er glaubt aber nicht der Ansicht mancher beistimmen zu können, dass hier ein lohnender Abbau von Zinnerzen zu erwarten stehe, dass vielmehr die grosse Menge schwarzer Granaten von ungeübten Augen teilweise mit Zinnstein verwechselt worden sei!

Waren nun auch in den zwanzig Jahren seit Entdeckung der ersten Spuren von Erz in der Gegend von Pitkäranta nur ganz unbedeutende Resultate erzielt worden, so ist doch sicher, dass es besonders beim finnländischen Bergamte nicht an Leuten fehlte, welche im Interesse ihres Landes, namentlich aber jenes entlegenen und ärmlichen Landteiles, mit allem Eifer eine Wiederaufnahme des Bergbaus daselbst zu befürworten strebten.

*1830—47 W. Omeljanoff. G. Albrecht. H. Klee.*

Im August 1830 wandte sich nämlich der Kollegienrat Wsewolod Omeljanoff an den damaligen Bergintendenten in Finnland, Nils Nor-

denskiöld, um sich betreffs der bergbaulichen Verhältnisse in Pitkäranta Rat zu holen. Nordenskiöld konnte, zumal auf Grund der Berichte des Bergmeisters Lundström, wohl zu weiteren Schürfversuchen raten und Omeljanoff liess in Folge dessen die alte Fundstelle beim Tschebotarjeffschen Schurfschachte durch einen Fachmann näher untersuchen und Erzproben nach Petersburg bringen.

Omeljanoff besass in verschiedenen grossrussischen Gouvernements ausgedehnte Landgüter und eine grosse Zahl arbeitskräftiger Leibeigener, dagegen keine grösseren Geldmittel.

Unbekümmert um die Misserfolge seiner vielen Vorgänger beschloss er die Arbeiten bei den Erzschürfen von Pitkäranta wieder aufzunehmen, nachdem ihm durch die Finanzexpedition des k. Senates 1832 das Schürfrecht für alle Fundstellen der früher erwähnten Russen (vom Jahre 1814), sowie sämtliche Privilegien Lukins unter der Bedingung zuerkannt worden, dass der Bergbau und Schmelzhüttenbetrieb nach Ablauf dreier Jahre in vollem Gange sein sollten.

Berücksichtigt man, dass die Privilegien, ausser dem Nutzungsrecht für den unteren Wasserfall an der Bucht von Koirinoja, noch die Berechtigung in sich schlossen, zwecks Erlangung von Holzkohlen und Bauholz die ausgiebigen Kronswaldungen der Gegenden nördlich vom Ladoga-See zu benutzen, so muss zugegeben werden, dass es an günstigen Bedingungen für einen erfolgreichen Bergbau- und Hüttenbetrieb keineswegs fehlte.

Omeljanoff hatte jedoch, wie es in einem Bergmeisterberichte heisst, wohl Geldmittel und gute Ideen, verliess sich aber zu sehr auf eigene Kenntnisse, obwohl er kein Fachmann war.

Drei Jahre verstrichen, ohne dass die beabsichtigte Hüttenanlage an der Koirinoja-Bucht begonnen werden konnte; das für den Bau zubereitete Holz wurde nämlich durch einen Brand zerstört, was für den Unternehmer einen Verlust von 6000 Rubel Bco. Assignationen bedeutete. Mit Rücksicht auf Omeljanoffs Misserfolge bewilligte ihm nun die finnländische Behörde eine Frist von zwei Jahren, nahm ihm jedoch das Recht der unbegrenzten Holznutzung aus den Kronswaldungen, vielmehr hatte er im Bedarfsfalle die Erlaubnis, sich Bauholz von den Kronsbauern der Umgegend zu kaufen, beim Gouverneur [1]) besonders nachzusuchen, welcher darüber

[1]) Erst im Jahre 1851 kamen die Kronswälder unter die Verwaltung des Katasteramtes und später (1863) in den Amtsbereich der damals neueingerichteten Forstbehörde.

zu wachen hatte, dass der Bestand der Wälder nicht geschädigt und das Material nur zu Zwecken des Berg- und Hüttenbaues verwendet würde.

Was nun die weitere Aufschliessung der Erzlagerstätten betrifft, so ist hervorzuheben, dass in jenen Jahren unter Omeljanoff ganz bedeutende Arbeiten zu diesem Zwecke ausgeführt wurden.

Allein auf der c. 500 m langen Strecke zwischen Tschebotarjeffs altem Schurfschacht (Kanalgrube) und Alasuomäki (4. Omeljanoff) wurden nach Zebrikoff 25 Schurfschächte und -gräben angelegt, von denen 22 mehr oder minder reiches Kupfererz, 3 dagegen Anzeichen von Zinnerz ergaben.

Der erste regelrechte Grubenbetrieb wurde bei 1. 3. und 4. Omeljanoff begonnen. Nordwestlich von 1. Omeljanoff war bis auf 1 km Entfernung in der Fortsetzung des Lagers geschürft und auch dort an verschiedenen Stellen Kupferkies angetroffen worden.

Diese erfolgreichen Schürfversuche sind vor allem dem Umstande zuzuschreiben, dass Omeljanoff die Leitung derselben dem sächsischen Bergkommissar Gustaf Albrecht aus Freiberg anvertraut hatte.

Um sich mit den Montanverhältnissen Westeuropas bekannt zu machen hatte nämlich Omeljanoff 1834 die grösseren Bergwerke und Schmelzhütten in England, Frankreich und besonders Deutschland besucht und jenen sachkundigen Bergmann aufgefordert, nach Pitkäranta zu kommen.

Fünf Jahre lang war Albrecht Betriebsleiter der Omeljanoffschen Anlagen. Im Jahre 1839 trennte er sich von seinem Chef, um, wie wir später sehen werden, selbständig im westlichen Teile des Grubenfeldes Schürfversuche vorzunehmen.

Am Schlusse des Jahres 1837 wurden endlich die zu der sog. Mitrofani-Hüttenanlage gehörigen Bauten beendigt. Eine der Fürstin Orloff gehörige, an dieser Stelle gelegene Sägemühle war auf Grund der Omeljanoff bewilligten Vorrechte abgerissen worden, wofür er jährlich 3000 Rubel Bco. Assignationen zu zahlen verpflichtet war. In der Mitrofani-Hütte waren auch zwei Kupfer-und ein Zinnschmelzofen fertiggestellt worden, ohne dass jedoch mit der Verschmelzung der Erze hätte begonnen werden können. Nach Soboleffskis [8] Angaben sollen übrigens 1838 alle Arbeiten, sowohl in den Gruben, wie an den Neubauten, infolge einer unter den Arbeitern ausgebrochenen Epidemie vollständig geruht haben.

Wiederum musste nun Omeljanoff zur Erhaltung seiner Privilegien um Verlängerung der ihm für die Ingangsetzung der Werke

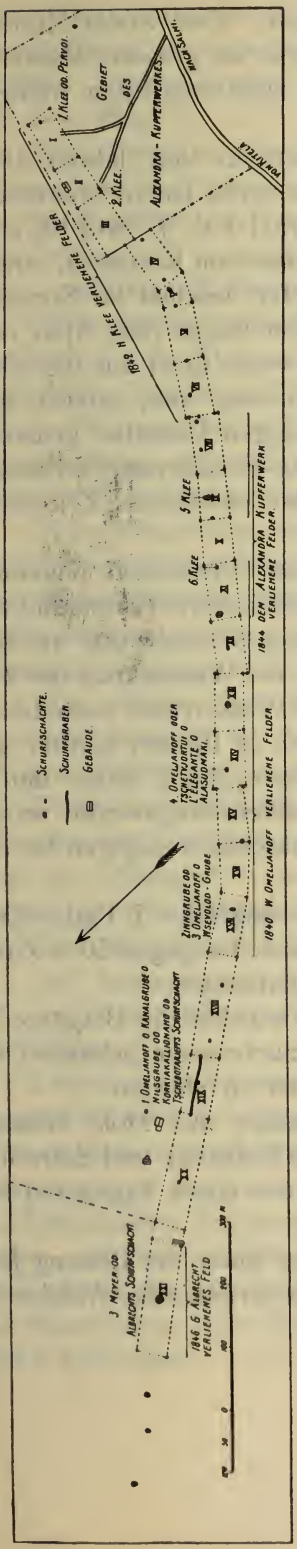



Fig. 1. Übersichtskarte der bis zum Jahre 1846 in Pitkäranta verliehenen Mut- und Geviertfelder.

gestellten Frist nachsuchen; es wurde ihm auch noch ein Jahr bewilligt, als aber auch im Jahre 1839 wegen verschiedener Hindernisse (u. a. scheinen die Fundamentsprengungen in dem harten Granitgneiss viel Schwierigkeiten verursacht zu haben) sich keine Aussicht auf eine baldige Inbetriebsetzung der Schmelzwerke zeigte, wurde von den Staatsbehörden eine Besichtigung der Gruben und Wälder, sowie die Verleihungsmessung der Mutfelder angeordnet. Besonders sollte auch untersucht werden, ob die bedeutenden Kronswaldungen noch für die bergbaulichen Anlagen notwendig wären und ob nicht vielleicht das Nutzungsrecht für erstere wesentlich eingeschränkt werden müsste.

Im Sommer 1840 nahm der Bergmeister die Absteckung einer Reihe von Geviertfeldern für W. Omeljanoff vor, welche u. a. auch die sog. Wsewolodgrube (später Zinngrube) und L'Élégante (später 4. Omeljanoff) in sich schlossen. (s. die Übersichtskarte der Mut-und Geviertfelder Fig. 1).

Bei der Besichtigung der Gruben und Werke zeigte sich nun, dass erstere sämtlich unter Wasser standen und in der Mitrofani-Hütte noch keinerlei Schmelzversuche vorgenommen worden waren. In Anbetracht des wenig versprechenden Aussehens der Gruben und Anlagen, wonach das Unternehmen nicht den Umfang erlangen zu wollen schien, der in den so überaus günstigen Privilegien vorgesehen war, konnte Omeljanoff auch die nachgesuchte Staatsanleihe von 100,000 Silber-Rubeln nicht bewilligt werden.

Bis zum Zahre 1840 hatte er, wie aus einem Bergmeisterbericht hervorgeht,

über 200,000 Rubel Bco. Assign. verausgabt, aber weder Kupfer, noch Zinn erschmolzen. Die Werke waren in zu grossem Masstabe angelegt und die vorhandenen Mittel zu allen möglichen weniger nützlichen Zwecken vergeudet worden.

Über die Unternehmungen Omeljanoffs in den Jahren 1840 bis 1844 sind uns im Bergmeisterarchiv keinerlei Daten überliefert worden, dagegen finden wir im Gornij Journal f. d. J. 1843 [9] eine ausführliche Beschreibung des Mitrofani-Werkes am Koirinoja, sowie der ersten Gewinnung von Zinn und Kupfer daselbst im Sommer 1842. Da von den genannten Anlagen schon längst jede Spur verschwunden ist (höchstens beobachtet man wohl noch auf der Ostseite der Flussmündung einige Schlackenreste) und, soweit mir bekannt, darüber in der sonstigen einschlägigen Literatur keinerlei Angaben zu finden sind, dürfte eine kurze Schilderung derselben an der Hand von G. Jossas Notizen in der erwähnten Zeitschrift einiges Interesse beanspruchen.

Die zu Ehren des heiligen Mitrofani von Woronesch benannte Hütte bestand aus dem auf der Westseite der Koirinoja-Flussmündung gelegenen Pochwerk nebst Erzwäsche und der Schmelzhütte auf der entgegengesetzten Seite des Flusses, welche die Wasserkraft des 9 m hohen Falles mittels dreier oberschlächtiger Wasserräder ausnutzten.

Die Erze wurden vom Dorfe Pitkäranta in Barken hierher gefrachtet. Zwei Nasspochwerke mit je 9 Stempeln, 2 Stoss- und 4 Kehrherde, sowie 2 Schlämmgräben im Aufbereitungswerke waren für die Verarbeitung der Zinnerze, 2 Setzmaschinen dagegen für die Anreicherung der Kupfererze vorgesehen.

Die Stempel verpochten stündlich je ungefähr 7 Pud [1]) Erz; der Betrieb ging so gut, dass der Zinnschliech bis gegen 50 % Zinn, die Flutsande kaum Spuren von Zinnstein enthielten.

Zwecks Erleichterung der Pocharbeit wurden die Bergerze in grossen Haufen lockergebrannt, dagegen brauchten die Schlieche, da sie nur wenig Kiese enthielten, nicht geröstet zu werden.

Die ebenso wie die Aufbereitungsanlage aus Holz erbaute Schmelzhütte enthielt 2 Schachtöfen für das Rohstein- und Schwarzkupferschmelzen, einen Zinnschmelzofen, sowie einen Kupolofen für den Guss eiserner Bedarfsgegenstände.

In dieser Hütte wurde *am 23. Juli 1842* unter der Leitung Jossas *das erste Zinn — überhaupt das erste im europäischen Norden —*

[1] 1 Pud = 16.38 kg.

erschmolzen, während die Schmelzversuche mit Kupfererzen infolge verschiedener unvorhergesehener Betriebsstörungen nicht günstig ausfielen. Auch enthielt der Kupferstein neben nur 19 % Kupfer über 3 % Zinn.

Beim Verladen der Transportbarken waren nämlich durch die Arbeiter die Kupfererze mit den Zinnstuferzen vermischt worden.

Jossa meint nun, man werde in Zukunft, da diese Erze teilweise schon auf der Lagerstätte zusammen auftreten, möglicherweise unmittelbar Kanonenmetall aus denselben erschmelzen können!

Unter Jossas Vorschlägen für die weitere Ausrichtung der Erzlagerstätten von Pitkäranta finden wir auch zum ersten Mal jenes unselige Projekt, einen Wasserstollen vom Ladogaufer bis zur nahezu 400 m entfernten Grube 3. Omeljanoff vorzutreiben, einerseits um die Wasserhaltung zu erleichtern, andererseits um die Erze auf Schienenwegen von der Grube unmittelbar in die Barken verstürzen zu können.

Diese kostspielige Stollenarbeit wurde tatsächlich, wie wir später sehen werden, in den nächsten Jahren begonnen und anfangs der 80-er Jahre vollendet, ohne nennenswerten Nutzen geleistet zu haben, da die Zinngrube, als endlich der Durchschlag erfolgte, schon längst vollständig abgebaut war.

Wir müssen jetzt zum Jahre 1839 zurückkehren, in welchem, wie schon bemerkt, G. Albrecht unabhängig von Omeljanoff östlich von den Mutfeldern des letzteren zu schürfen begonnen hatte.

Trotz der verhältnismässig recht bedeutenden Geröll- und Sandschichten war es ihm auch in jenem Gebiet gelungen, die Fortsetzung des „Ganges“ — so wurde noch bis in die 80er Jahre das Skarnlager von Pitkäranta bezeichnet — und reiches Kupfererz in der Nähe der jetzigen Grube 1. Klee, aufzufinden.

Auf letztgenannte Stelle hatte schon der Bezirksrichter Borisoff im Jahre 1837 Mutung eingelegt und seine Rechte Albrecht überlassen.

Letzterer erhielt nun 1840, und zwar auf den Namen seiner Frau Alexandra, weil er als Ausländer nicht zur Erwerbung des Bergwerkseigentums in Finnland berechtigt war, 4 Mutscheine für jenes Gebiet, ferner das Recht von den Besitzern der Kronsdomänen in den Kirchspielen Suistamo und Impilaks Bau- und Brennholz aufzukaufen und endlich Befreiung von allen Abgaben an den finnländischen Staat für die Dauer von 10 Jahren zu dem Zweck, um an den Mündungen der Flüsse Ristioja und Kelinoja Aufbereitungswerke anzulegen.

Etwa 1 km von der Mündung des letztgenannten entfernt wurde nun auch der Bau eines kleinen Hüttenwerkes, der sog. Alexandra-Hütte, begonnen, welche anfangs d. J. 1842, noch ehe sie beendigt war, zusammen mit den oben genannten Mutfeldern im östlichen Teile des alten Grubenfeldes durch Kauf an den Russen Heinrich Klee übergingen.

In demselben Jahre wurde auch für letzteren die Verleihung der aus der Übersichtskarte Fig. 1 ersichtlichen Felder 1—7 und zwei Jahre später für das Alexandra-Kupferwerk die 1843 gemuteten Felder bis an die östlichste Grenze der Omeljanoff gehörigen Gevierte eingemessen.

Ausserdem erhielt das neue Werk auf dem Gebiete der Kronsbauern, teils an der Mündung des Kelinoja, teils zwischen seinen Mutfeldern und der Landstrasse von Kitelä nach Salmi, wie aus Fig. 1 zu ersehen, grössere Landstücke pachtweise zuerteilt, im ganzen 78 ha ausser den Gevierten.

Auch auf der Ostseite der Grube 1. Klee wurden 1843 durch H. Klee 8 Vierungen in der Richtung nach dem Hopunlampi-See gemutet, offenbar in der Annahme, dass der „Gang" in dieser Richtung fortsetzte. Auf dieser Strecke sind tatsächlich hie und da Anzeichen von Schurfschächten oberhalb der Poststrasse zu finden, die zum Teil noch in den 80er Jahren versuchsweise bearbeitet wurden.

Die Alexandra-Hütte enthielt nach Jossa: einen Kupferstein-, einen Schwarzkupferofen, sowie einen Garmacherherd, deren Gebläse durch ein 4 m hohes oberschlächtiges Wasserrad betrieben wurden [1]).

Am Ende d. J. 1843 kam die Arbeit daselbst, wie es scheint unter der Leitung schwedischer Hüttenmeister und -arbeiter in vollen Gang. Zu jener Zeit waren sonach dieses und das Mitrofani-Werk gleichzeitig im Betriebe.

Nach 1845 erhielt das Alexandra-Werk bei der grossen Verteilung des Gemeindebesitzes in den Kirchspielen Suistamo und Impilaks seine Anteile im Zusammenhange mit den Anlagen abgesondert, wobei der ganze Lauf des Kelinoja, die Torfmoore von Hopunsuo, Kaitasuo und Tetrinsuo, sowie der Nietjärvi-See in diesen Besitz eingeschlossen wurden.

Die Vorräte des Alexandra-Werkes an Schmelzerz schätzt Jossa damals auf c. 2,500 t Kupfer- und c. 1,300 t Zinnerze.

Albrecht, welcher seit 1839 in Impilaks wohnte, plante übrigens

[1]) Von diesen Anlagen sind noch Spuren der Fundamente erhalten.

noch die Anlage eines dritten Kupferwerkes etwa 2.5 km östlich vom Einlaufe zur Bucht von Impilaks an der Mündung eines kleinen, aus dem Saarilampi kommenden Flüsschens in den Ladoga-See.

Ein Gesuch um Privilegien wurde ihm aber von der Regierung abgeschlagen, da er nur über einen Schurfschacht im nordwestlichsten Teile des Grubenfeldes von Pitkäranta, (s. Fig. 1.) 150 m vom alten Tschebotarjeffschen Schachte entfernt, verfügte, über dessen Erzführung bei der von der Bergbehörde angeordneten Besichtigung nichts Sicheres ermittelt werden konnte.

Überhaupt scheint zu damaliger Zeit in Pitkäranta die Anlage möglichst vieler Aufbereitungs- und Hüttenwerke Hauptzweck aller Unternehmungen gewesen zu sein, während weniger Wert darauf gelegt wurde, eine genaue Auffassung von der Grösse der Erzvorräte zu erlangen.

Fassen wir die knappen, unzusammenhängenden und sich vielfach widersprechenden Angaben im Bergmeisterarchiv und der russischen Literatur für den Zeitraum von 1810 bis 1847 zusammen, so ergiebt sich ein wenig erfreuliches Bild der damaligen Zustände in Pitkäranta!

Wohl war die Erzlagerstätte auf einer mehr als 2,000 m langen Strecke mittels Schürfungen und Schächten gründlich untersucht und vorgerichtet, sowie umfangreiche Aufbereitungs- und Schmelzwerke erbaut worden, alle diese Anlagen hatten aber nach den Angaben bei Zebrikoff [30] die ungeheuere Summe von 1,560,000 Rubel Bco. Assignationen verschlungen, wovon allein auf Omeljanoff 1,500,000 kamen.

Im Vergleich zu diesen gewaltigen Kosten war dagegen die Metallproduktion eine ganz verschwindend geringe. Nach Kutorga [14] waren bis zum Jahre 1848 im Mitrofani-Werke nur 2,273 Pud Kupfer und etwas Zinn erschmolzen worden, andererseits giebt Zebrikoff [30] an, Omeljanoff habe c. 500 Pud Zinn und einige Pud sehr armer Kupfersteinschlacken erhalten. H. Klee soll dagegen in der Alexandra-Hütte 1843 mit einer Produktion von 70 Pud Kupfer begonnen haben, welche in den folgenden Jahren 1,000 Pud erreichte.

Leider fehlen im Bergmeisterarchiv genauere Angaben aus jener Periode; sie beschränken sich im allgemeinen auf die im Berichte des Bergmeisters Thoreld [40] vom Jahre 1852 überlieferten Notizen, welche in der Hauptsache als Unterlage aller späteren historischen Übersichten gedient zu haben scheinen [60 und 107], d. h. ohne Berücksichtigung der russischen Literatur.

1847 starb Omeljanoff, nachdem er sein ganzes Vermögen verloren, ohne das Pitkärantaunternehmen zu einer den Ausgaben auch nur annähernd entsprechenden Höhe gebracht zu haben, kurz bevor noch eine neue, behördlich angeordnete Besichtigung der Werke vorgenommen werden konnte. Seine Erben verkauften, nachdem ein Prozess mit H. Klee, welcher sich das ausschliessliche Recht auf die Erzfelder Omeljanoffs angemasst hatte, zu ihren Gunsten entschieden worden war, alle Gruben und Anlagen für 40,000 Silber-Rubel an eine 1847 durch H. Jossa und verschiedene andere Kapitalisten in St. Petersburg gegründete Aktiengesellschaft, Heinrich Klee dagegen überliess der letzteren seinen Anteil an den Grubenfeldern, sowie seine Aufbereitungs- und Hüttenwerke für 120,000 Rubel Bco. Assign.

*1847—65 Erste Blüteperiode. „Pitkäranta Compagnie".*

Mit dem Jahre 1847 beginnt für Pitkäranta, wenn wir so sagen dürfen: *die erste Blüteperiode*, welche etwa 18 Jahre lang anhält und über die uns im Archiv des Bergamtes verhältnissmässig reichlich Angaben überliefert sind.

Es würde hier jedoch zu weit führen, alle die langen, sich oft wiederholenden Berichte ausführlich wiederzugeben! Versuchen wir die Geschicke Pitkärantas während des genannten Zeitraumes in kurzen Zügen zu schildern.

Der schon genannten „Compagnie zur Bearbeitung der Kupfer- und Zinngruben von Pitkäranta" waren am 7. Juni 1848 von der finnländischen Regierung in der Hauptsache dieselben Privilegien bewilligt worden, welche schon Lukin, Omeljanoff, Albrecht und Klee erhalten hatten, nur mit dem Unterschiede, dass ihr kein uneingeschränktes Recht auf die Benutzung der Kronswälder und auch nur 10 Freijahre für die Abgaben an die Regierung zugestanden wurden.

Unter anderem wurde der Gesellschaft auch das bekannte Fabrikszeichen: P. C. (Pitkäranta Compagnie) eingetragen, das oft irrtümlich von „Pitkäranta Copparwerk" oder sogar von „Pitkarantski sawod" abgeleitet wird.

Mit reichen Geldmitteln versehen, welche zum grossen Teil vom Herzog von Leuchtenberg beigesteuert worden zu sein scheinen, konnte die Compagnie unter Ausnützung der bedeutenden Vorrichtungsarbeiten ihrer vielen Vorgänger bald eine vorteilhafte bergbauliche Tätigkeit entwickeln. In den Gruben 4. Omeljanoff und 6. Klee, daneben aber auch in 1. Omeljanoff und 5. und 6. Klee wurde nun ein regelrechter Abbau in der Hauptsache auf Kupfererz in Gang gesetzt.

Mit Erlaubnis der Bergbehörde wurde auch 1849 der Vortrieb des schon oben erwähnten Wasserstollens vom Ladogaufer aus begonnen, und zwar, wie aus dem Bergmeisterbericht für 1853 zu entnehmen ist, nebenbei mit der Absicht, die Strecke zwischen den Gruben und dem See auf einen etwaigen „Parallelgang" zu untersuchen.

Schon 1856 wurde aber der Betrieb daselbst eingestellt, nachdem beinahe 250 m vom See aus in nördlicher Richtung und über 80 m als Querschlag von der Zinngrube aus vorgetrieben worden waren.

In den Jahren 1814 bis 1852 waren, soweit sich aus den Angaben bei Jossa und den statistischen Nachrichten im Bergarchiv berechnen lässt, etwa 83,000 t erzführendes Gestein gesprengt und gefördert worden; in den folgenden zehn Jahren erreichte diese Summe schon die Höhe von 160,000 t und für den Zeitraum von 1852 bis 1865 von nahezu 200,000 t.

Zu Ende der ersten Abbauperiode waren somit im Erzgebiete von Pitkäranta im Ganzen 283,000 erzhaltiges Gestein gefördert worden, und zwar hauptsächlich aus den Kupfergruben 4. Omeljanoff (42 %) und 1. Klee (40 %) sowie aus der Zinngrube (14 %). Der Rest stammte wohl zumeist aus den Schurfschächten 1. Omeljanoff und 4.—6. Klee [1]).

Ausserdem waren 1856 in Lupikko und 1860 bei Heposelkä Kupfererze entdeckt und an beiden Stellen einige Jahre lang unbedeutende Versuchsarbeiten ausgeführt worden.

Es ist schwierig, aus den Angaben des Bergamtarchivs genauere Zahlen, die Resultate des Bergbaus jener Zeiten betreffend, zu berechnen, da diese Behörde ganz von der mehr oder weniger grossen Genauigkeit in den statistischen Nachrichten der jeweiligen Bergwerksbesitzer und Betriebsleiter in Pitkäranta abhing, andererseits aber offenbar auch häufig bei der Umrechnung der in russischen Massen und Gewichten eingereichten Daten in die entsprechenden finnländischen (d. h. schwedischen) Irrtümer mit untergelaufen sind, sodass die Resultate vielfach nicht mit den aus den russischen Quellen sich ergebenden übereinstimmen. Daher haben die Zahlen auf der beigelegten Tabelle der Totalförderung und Metallproduktion, besonders für die obengenannte Periode, nur unsichere Werte.

---

[1]) 1861 wurden etwas südlicher als diese Schächte innerhalb der Hornblendeschieferformation Quarzgänge mit Bleiglanz und kupferkieshaltiger Zinkblende erschürft und eine Zeit lang bearbeitet.

Was die Bereitwilligkeit der jeweiligen Verwaltungen betrifft, die statistischen Daten rechtzeitig und ausführlich an das Bergamt einzusenden, so äussern sich die Bergmeister in ihren Berichten darüber meist lobend, zumal in den Jahren der Verwaltung unter A. Schirjaeff. Später d. h. nach 1863 werden die Angaben aus Pitkäranta immer knapper und hören schliesslich ganz auf.

Die Pitkäranta-Compagnie hat sich unstreitig um die Einführung eines regelrechten Bergbau- und Hüttenbetriebes in Pitkäranta grosse Verdienste erworben.

Gleich in den ersten Jahren ihrer Tätigkeit stieg auch die Kupfergewinnung gegen die früheren Jahre in bedeutendem Grade (s. d. Tabelle). Hierzu trug u. a. der Umstand mit bei, dass ihrem ersten Verwalter Baron Ungern-Sternberg die grossen Mengen von Omeljanoff während der Dauer von 15 Jahren geförderter und geschiedener Kupfererze bei der Grube 4. Omeljanoff zu gute kamen. Letztere schätzt Thoreld in seinem oben erwähnten Bericht auf c. 2,377 t (Ende des Jahres 1845). Ausserdem lagen noch c. 626 t fertig geschiedene Zinnerze in Vorrat.

Unter dem obengenannten Betriebsleiter schritten auch die Vorrichtungsarbeiten in den Gruben rüstig vorwärts und in den grösseren wurde Förderung und Wasserhaltung mittels Dampfkraft eingeführt, während in den kleinen Schurfschächten noch teils Pferdegöpel, teils Handkraft Verwendung fanden.

Bei der Zinngrube soll zeitweise auch eine Windmühle von 8 Pferdekräften zum Betriebe der Wasserhaltung im Gange gewesen sein. Die Saugpumpen bestanden, wie auch noch bis auf den heutigen Tag bei kleineren Grubenanlagen im Norden bräuchlich, ganz aus Holz.

An der Stelle der jetzigen Zinnwäsche am Kelinoja, also nur etwa $^3/_4$ km nördlich von der alten „Alexandra-Hütte“, später „Ladoga-Hütte“ genannt, welche wieder gründlich instandgesetzt worden war und wo dann noch bis 1861 zeitweise, soweit Aufschlagwasser und Brennmaterial zur Verfügung standen, Rohsteinschmelzungen vorgenommen wurden, entstand ferner ein Aufbereitungswerk und eine neue Kupferhütte.

Die durch ein 6 m hohes Wasserrad betriebene Aufbereitung, für welche 200 m oberhalb des neuen Werkes ein Damm, sowie eine neue Wasserrinne angelegt worden waren, enthielt ein Pochwerk mit 18 Stempeln, 4 Stoss- und ebensoviele Kehrherde; die Hütte: 3 Rohstein- und einen Rohkupferschmelzofen, deren doppeltwirkendes Gebläse durch ein besonderes Wasserrad betätigt wurde. Ausser-

dem war ein mit 36 Ziegelrosten versehenes Gebäude für das Rösten des Kupfersteins und ein umfangreiches Kohlenmagazin erbaut worden.

Um nun diesen Werken grössere Mengen Aufschlagwasser zuzuführen, woran zur Sommerzeit meist grosser Mangel herrschte, wurde der Nietjärvi-See durch einen mehr als 4 km langen Kanal, den sog. Wustano-Kanal, dessen Anlage über 50,000 Rubel verschlungen haben soll, mit dem Kelinoja-Flusse im O. des kleinen Walkialampi-Sees verbunden (s. d. Übersichtskärtchen Fig. 2).

Fig. 2. Übersichtskarte des zu den Gruben gehörigen Grundbesitzes, sowie der älteren und neueren technischen Anlagen in Pitkäranta.




Der Nutzen jener gewaltigen Anlage war aber nur gering, denn das dadurch vermehrte Wasserquantum genügte trotzdem nicht für

den Betrieb der sog. unteren Fabrik („Alasawota") woher dieselbe eingestellt und 1858 oberhalb der Grube 4. Omeljanoff durch Schirjaeff eine neue Aufbereitungsanlage, hauptsächlich für Zinnerze, erbaut wurde.

Diese bestand aus einem durch eine 8 pferdige Dampfmaschine betätigten Pochwerk und 35 Kegelherden.

Das nötige Waschwasser erhielt das Werk von dem kleinen Perälampi-See oberhalb der Grube 4. Omeljanoff, von dem aus ein teilweise im festen Gestein gesprengter Kanal zur Fabrik führte.

Letztere musste aber mehrere Monate im Jahre stillstehen, weil im Sommer in folge von Trockenheit, im Winter dadurch, dass der See oft bis auf den Grund zufror, meist Wassermangel entstand.

Auch die Kupferhütte wechselte zum vierten Male ihren Standort. Sie wurde 1851 oberhalb der Grube 1. Klee oder Perwoi mit 6 Rohstein-, 6 Rohkupferöfen, sowie 4 Garherden und einem Zinn-Reduktionsofen angelegt.

Zwei Dampfmaschinen von zusammen 19 Pferdekräften dienten einerseits zum Betriebe des Gebläses, andererseits zur Wasserhaltung und Förderung in der Grube.

Von sonstigen Nebengebäuden waren 3 Kohlenmagazine, sowie 9 Rosthäuser mit je 10 gemauerten Wenderosten errichtet worden.

Da die Beschaffung der grossen Mengen für die Schmelzprozesse nötigen Holzes und Kohlen Schwierigkeiten machte, wurde in grossem Masstabe Torf aus der Umgebung der Seen Tetrin- und Perälampi gewonnen, zu welchen Zwecke eine besondere Torfmaschine angeschafft worden war.

Der neue Brennstoff bewährte sich nach Schirjaeffs Angaben [31] vorzüglich und ebenso das feuerfeste Material, welches er sich aus mit Ton gemengtem Graphit von Puusunsaari darstellte.

Das alte Mitrofani-Werk am Koirinoja geriet immer mehr in Verfall, nachdem das Aufbereitungswerk daselbst grösstenteils durch Feuer zerstört worden war; 1859 wurde der Betrieb hier für immer eingestellt, denn der Seetransport der Erze zum Koirinoja war auch mit viel zu hohen Kosten verbunden und die Fabriksverwaltung musste s. z. s an zwei Stellen aufrechterhalten werden.

Für die Arbeiter und ihre Familien waren 24 Holzhäuser, ausserdem Wohnungen für den Verwalter, seinen Gehülfen und den Prediger erbaut; wie es im Bergmeisterrapport f. d. J. 1854 heisst, war für Schule und Kirche in Pitkäranta besser als im allgemeinen bei anderen Fabriksanlagen im Lande gesorgt; die Arbeiter besassen

geräumige, warme und gesunde Wohnungen, die Kinder lernten bei dem Prediger und einem besonders angestellten Lehrer lesen und schreiben, und den jungen Arbeiterinnen wurde in einer besonders erbauten Handarbeitsschule Gelegenheit geboten, die Anfertigung der verschiedensten gewöhnlichen Bekleidungsgegenstände zu erlernen. Letztere wurden zum besten der Handarbeitsschule veräussert. Auch eine Krankenunterstützungskasse wurde ins Leben gerufen.

Die eigentliche Pitkäranta-Compagnie bestand übrigens nicht lange, denn 1856 übernahmen die Fürstin A. Kotschubey, sowie der kaiserliche Kabinetagent Seguin und der Kollegienassessor v. Kämmerer pro forma den Besitz der Werke unter dem Namen: „Direktion der Pitkäranta-Compagnie"; die nötigen Geldmittel wurden wie es scheint durch den Petersburger Kaufmann Gütschoff vorgestreckt.

1859 erhielt das Werk, wahrscheinlich weil wiederum die Besitzer wechselten, eine neue Verwaltung, zu welcher übrigens die Fürstin Wittwe Beloselski-Beloserski neben den obengenannten Herren Seguin und Kämmerer gehörten. Ausserdem scheinen die Fürstin H. Kotschubey und die Schwestern Kämmerers, Marie Jewreinoff und Emilie Tschulkoff Mitteilnehmer gewesen zu sein. Was nun die Produktion während der 18-jährigen Abbauperiode in Pitkäranta betrifft, so geht aus dem entsprechenden Abschnitte der schon oben zitirten Tabelle, welche teils nach den Angaben im Archiv des Bergamtes, teils nach den durch Schirjaeff überlieferten Zahlen berechnet ist, hervor, dass bis zum Beginn des Jahres 1866 im ganzen 1,581 t Kupfer und 208.8 t Zinn in Pitkäranta erzeugt worden waren, entsprechend einem Metallwerte von etwa 1.2 Millionen Rubel[1]) (berechnet nach Schirjaeffs Preisangaben aus jener Zeit von 11 Rubel per Pud Kupfer und 13 Rubel per Pud Zinn).

Die Zinngewinnung war bis zum Jahre 1859 nur ganz unbedeutend und gründete sich auf die geringen Mengen mit den Kupfererzen der Grube 4. Oméljanoff zugleich einbrechender Zinnerze.

Erst nach dem genannten Zeitpunkte begann unter Schirjaeff ein lebhafterer Abbau in der Zinngrube, wodurch sich *die Zinnausbeute* auf nahezu *66 t im Jahre 1863* erhob, ein Quantum, das wenn auch gering im Vergleich zur Produktion anderer Zinnerzfelder,

[1]) Nach den Bestimmungen vom 1. Dec. 1858 für die Dauer von zehn Jahren musste 1 % des Metallwertes als Abgabe an den finnländischen Staat bezahlt werden.

doch für Pitkäranta die höchste in einem Jahre erreichte Ausbeute bedeutet, die später nie auch nur annähernd wieder erreicht wurde.

Sieben Jahre lang hatte die Grube 3. Omeljanoff (Zinngrube), ohne dass ihr ausserordentlicher Reichtum an Zinnstein erkannt worden wäre, unter Wasser gestanden; Schirjaeff setzte, wie gesagt, eine gründliche Untersuchung und einen regelrechten Abbau des Vorkommnisses daselbst ins Werk und beeilte sich den Bau der erwähnten Zinnwäsche oberhalb der Grube 4. Omeljanoff zu beendigen.

Gegen 200 t Zinn sind damals innerhalb von 6 Jahren aus ungefähr 28,000 t Haufwerk der Zinngrube erhalten worden, der ausgebrachte Zinngehalt betrug daher, wenn man von den geringen Mengen von der Grube 4. Omeljanoff herrührenden Zinnes absieht, ungefähr 0.7 %.

Das zinnhaltige Gestein war also reicher, als durchschnittlich das der Gruben Sachsens und Böhmens, wo nach Reyer [56] 0.2 bis 0.5 prozentige Erze zu gute gemacht worden sind.

Die Kupferproduktion hatte 1860 mit 167 t ihren Höhepunkt erreicht, war aber von da an in stetem Abnehmen begriffen.

Im Januar 1863 wurde die Hüttenanlage bei der Grube Perwoi, die sog. obere Fabrik, gänzlich durch Feuer zerstört, es konnte jedoch, trotzdem die Hütte sehr schnell wieder aufgebaut wurde, nur wenige Monate Kupfer geschmolzen werden, die Jahresproduktion war daher nur gering und sank 1864 zu ganz unbedeutender Menge herab, um nach einem letzten Emporsteigen 1865 mit der Zinngewinnung zusammen 1866 gänzlich aufzuhören.

Die Pitkäranta-Compagnie kam bald darauf in Konkurs, nachdem ihr eine 1862 nachgesuchte Staatsanleihe verweigert worden war, und liess am 5. Oktober 1867 alle Gruben und Werke, sowie den dazu gehörigen Grundbesitz, öffentlich versteigern.

*1865—80*
*A. Judin.*
*L. Joffriaud.*

Das ganze Eigentum kam hierbei für nur 20,000 Fmk in die Hände des Krämers Alexej Judin und seiner Mutter Paraskovia Judin, welche schon Ende desselben Jahres den Besitz für 12,000 Rubel an den Kaufmann L. Joffriaud abtraten.

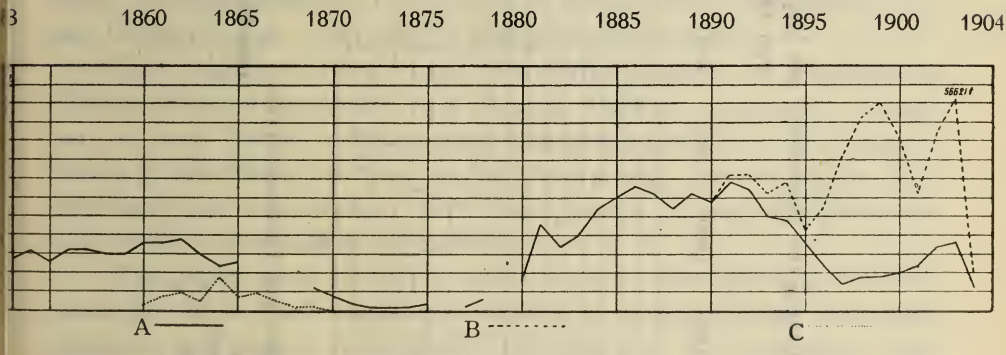
Der Wert der Pitkäranta-Werke muss danach in den letzten Jahren der Pitkäranta-Compagnie sehr gesunken sein, da Schirjaeff angiebt, dass noch 1862 für dieselben 150,000 Rubel geboten worden seien. Jedenfalls besassen die zu denselben gehörigen Ländereien, weil schon 1851 alle Wälder ringsum gänzlich ausgehauen waren, nur geringen Wert.

Nach Berechnungen Furuhjelms [1]) auf Grund der im Gouvernementsarchiv aufbewahrten Kaufbriefe waren im Laufe der Zeiten im ganzen für 3,358 Rubel Anteile an Bauerngütern angekauft worden. Hierzu kamen noch einerseits die Grubengevierte und andererseits die früher erwähnten, bei der allgemeinen Verteilung des Gemeindegutes zuerteilten 78 ha Landbesitz.

Die Erzförderung aus den einzelnen Gruben von Pitkäranta in den Jahren 1814 bis 1852, sowie die Metallgewinnung von 1842 bis 1866 betreffend, sei auf die Tabelle und die graphischen Darstellungen in Fig. 3 und 4 hingewiesen. Wir ersehen aus denselben, dass drei Jahre lang der Bergbau vollständig danieder lag und die Metallausbeute sich in äusserst bescheidenen Grenzen hielt.

Von 1869 an wurde wieder etwas in der Zinngrube, 4. Omeljanoff und 1. Klee gearbeitet und zeitweise etwas Kupfer und Zinn geschmolzen, bis wiederum 1876 gänzlicher Stillstand der Gruben und Werke eintrat.

Fig. 3. Graphische Darstellung der Totalförderung von eisen-, kupfer- und zinnhaltigem Haufwerk aus den Gruben von Pitkäranta von 1853 bis 1904.




A = Kupferhaltiges Haufwerk.
B = Eisen-und kupferhaltiges Haufwerk zusammen.
C = Zinnhaltiges Haufwerk [2]).

1873 äussert der Bergmeister, in Pitkäranta herrsche keineswegs Erzmangel, vielmehr seien die Besitzer unfähig, einen regel-

[1]) Privat-Gutachten v. J. 1879.

[2]) Der Kurvenabschnitt von 1869—73 ist irrtümlicher Weise etwas zu weit nach links verschoben (vergl. d. Tabelle).

rechten Bergbau durchzuführen und litten ausserdem grossen Man gel an Betriebskapital.

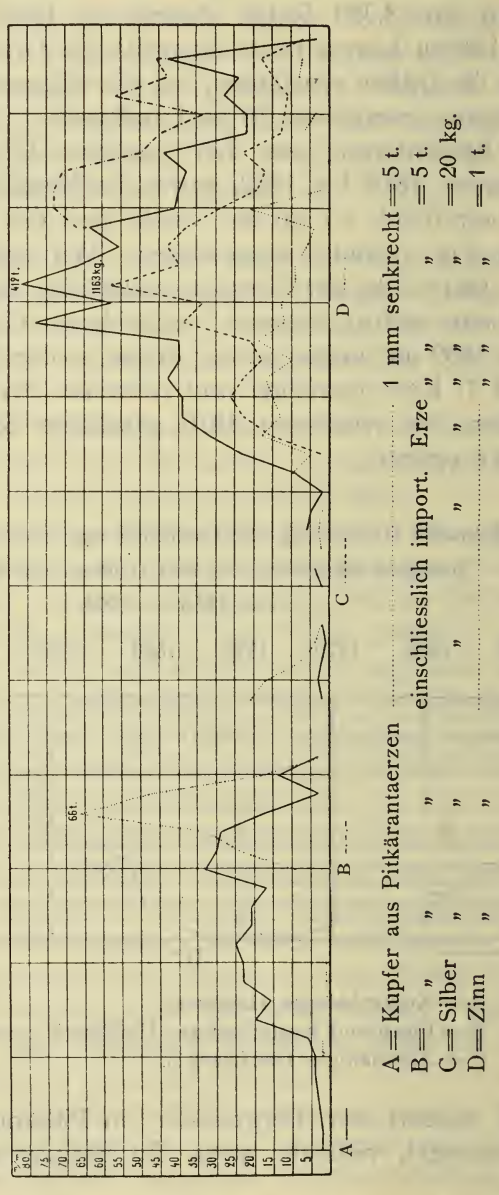



Fig. 4. Graphische Darstellung der Kupfer-, Zinn und Silberproduktion in Pitkäranta von 1845 bis 1904.

Nur wenig Zinn wurde in jenen Jahren produzirt, und zwar hauptsächlich aus alten Zinnsanden, welche nochmals verwaschen wurden.

Kupfer wurde, wie aus einigen Notizen zu ersehen, aus Erzen der Grube 4. Omeljanoff erschmolzen; die Grube 1. Klee galt als vollständig abgebaut.

Alles nötige Holz musste aus den Kronswaldungen gekauft werden, weil, wie schon gesagt, die zu den Werken gehörigen Wälder so mitgenommen waren, dass nur etwas Holz zu Heizungszwecken erhalten werden konnte.

Den finnländischen Behörden flossen in dem Zeitraum von 1863 bis 1879 nur selten und äusserst unvollständige statistische Angaben von den jeweiligen Verwaltungen zu, woher uns aus jener Zeit so gut wie garnichts bekannt ist.

Nach einem im November 1875 bestätigten Kaufbriefe übernahm der Kaufmann Karl Winberg in St. Petersburg nach Joffriauds Tode die Pitkäranta-Werke für 28,000 Rubel.

*1880—1904 Zweite Blüteperiode. E. M. Meyer & C:ie. „Ladoga". „Alexandroffski". Russ. Reichsbank.*

Wir haben früher gesehen, dass der finnländische Bergintendent Nils Nordenskiöld sich um die Neubelebung des Bergbaus in Pitkäranta insofern verdient gemacht hat, als es ihm im Jahre 1830 gelang, Omeljanoff für die Wiederaufnahme desselben zu interessiren.

Als nun Ende der siebziger Jahre die Gruben und Werke in vollständigen Verfall zu geraten drohten, war es wiederum ein Vertreter der finnländischen Bergbehörde, welcher mit allen Kräften auf den Wiederbeginn des dortigen Bergbaus hinarbeitete.

Der damalige Berg- und Oberhüttenmeister in Finnland, E. Hjalmar Furuhjelm stellte sich nämlich 1879 als technischer Ratgeber in den Dienst des grossen Bankgeschäftes Karl Winberg, in Firma E. M. Meyer & C:ie. in St. Petersburg, der es unter Aufopferung ganz bedeutender Betriebskapitalien gelang, das Unternehmen wieder lebensfähig zu machen.

Furuhjelm aber ist es in erster Linie zu verdanken, dass Pitkäranta im Jahre 1880 überhaupt wieder zu neuem Leben erwachte, nachdem es beinahe anderthalb Jahrzehnte s. z. s. scheintot gelegen hatte.

Er nahm vor allem eine gründliche Untersuchung der Erzverhältnisse vor, soweit sich dieselben bei dem überaus verfallenen Zustande der Gruben übersehen liessen und suchte durch Nachforschung im Archiv des Bergamtes und unter den Aufzeichnungen der früheren Fabriksverwaltungen von Pitkäranta ein klares Bild von der Ertragsfähigkeit der dortigen Erzlagerstätten zu gewinnen.

Die Resultate seiner Untersuchungen hat Furuhjelm in einem längeren ausführlichen Bericht an die Besitzer der Werke nieder-

gelegt, dem ich einen Teil der folgenden Daten zu entnehmen Gelegenheit hatte. Ausserdem stand mir auch noch der vieljährige Briefwechsel meines Vaters, welcher seit 1879 Direktor in Pitkäranta war, mit dem Bergmeister, sowie Kopieen von Briefen des letzteren an die Firma Meyer & C:ie aus der Zeit von 1879 bis 1884 zur Verfügung.

Aus allen diesen Quellen geht deutlich der wichtige Anteil Furuhjelms an der Einführung der vielen, seit dem Jahre 1879 begonnenen, grundlegenden Neuerungen im Betriebe der Gruben und Hüttenanlagen hervor, in deren Folge dieser Bergbaudistrikt sich bald zu immer grösserem Wachstum entwickelte und eine ungeahnte, über ein Vierteljahrhundert andauernde Blüte erreichte.

Wie Furuhjelm in dem genannten Berichte sagt, waren die Gruben und Schmelzwerke von Pitkäranta von den Fortschritten der letzten 20 Jahre nicht berührt worden, sie waren in Verfall geraten und in ihrer Entwickelung stehen geblieben.

Von der Überzeugung ausgehend, dass ein gewinnbringender Bergbau nur unter Benutzung der neuesten technischen Fortschritte eingeleitet werden könnte, richtete Furuhjelm sein Hauptaugenmerk auf eine durchgreifende Verbesserung des bis dahin mehr als Raubbau geleiteten Grubenbetriebes, bei welchem nur unbedeutende Vorrichtungsarbeiten zur Ausführung gelangt, die Erze vielmehr fast ausschliesslich an den reichsten Stellen, sowie da abgebaut worden waren, wo die Hereingewinnung mit dem geringsten Aufwande an Arbeit und Sprengmaterial verbunden war.

In den letzten Jahren vermochten auch die Pumpeneinrichtungen nicht mehr die Gruben von Wasser frei zu halten, woher fast überall nur nahe der Tagesoberfläche gearbeitet werden konnte.

Bei der Scheidung war hauptsächlich auf die Gewinnung grösstmöglicher Mengen von reichen Stuferzen gesehen worden, ohne den Kupfergehalt der ärmeren Erze auszunutzen. Infolge dessen hatten sich auf den Halden gewaltige Massen von sog. Poch- und Wascherzen angesammelt, von denen nur zeitweise, wie aus einigen Bergmeisterberichen hervorgeht, geringe Mengen zerstampft und in Schlämmgräben einfachster Art verwaschen wurden; so besonders anfangs der 60er Jahre.

Von besonderer Bedeutung für die günstige Entwicklung des Bergbaus in Pitkäranta seit dem Jahre 1880 war ohne Zweifel Furuhjelms Vorschlag, zwecks Einführung zeitgemässer Arbeitsmethoden und Gerätschaften einen Berg- und Hüttentechniker, sowie Gruben-

steiger und Bergleute aus dem schon zu damaliger Zeit bergbautechnisch hoch stehenden Schweden kommen zu lassen.

Furuhjelm hatte nämlich Ende d. J. 1879 im Auftrage der Firma Meyer & C:ie die wichtigsten Grubendistrikte Schwedens, Deutschlands und Englands bereist, um sich mit allen bergbaulichen Neuerungen jener Länder bekannt zu machen. Ein Vergleich der Leistungsfähigkeit der Bergleute in den genannten Ländern führten ihn zu dem Schlussatze, dass die an harte Gesteine gewöhnten Bohrhäuer Schwedens für Pitkäranta die geeignetsten wären.

Seine Absicht war aber keineswegs, die ansässige Arbeiterbevölkerung von Pitkäranta durch Ausländer zu verdrängen, er huldigte vielmehr dem richtigen Grundsatze: „je weniger ausländische Arbeiter, desto besser". Letztere sollten — es waren auch nur 25 Mann aus Schweden gedungen worden — die ansässigen Bergleute, welche grösstenteils aus karelischen Bauern der Umgegend bestanden, in der Behandlung des neuen Stahlgezähes, der ungewohnten Fördereinrichtungen und im Gebrauche des statt des bis dahin verwendeten Pulvers eingeführten Dynamites unterweisen.

Nach Furuhjelms Vorschlägen wurden nun durch den schwedischen Ingenieur J. G. Gröndal im Laufe weniger Jahre einerseits der Bergbau und die Erzscheidung in jeder Hinsicht verbessert und nach bewährtem schwedischem Muster eingerichtet, andererseits aber auch den örtlichen Verhältnissen angepasste wichtige Veränderungen, besonders im Hüttenbetriebe, eingeführt.

Alle Arbeiten wurden in Gedinge gegeben, in den Gruben wirksamere Pumpen eingebaut und die einzelnen Schächte durch Kunstgestänge mit den Hauptkraftstationen verbunden; bei der Förderung kamen immer mehr Stahldrahtseile und in den grösseren Gruben ausschliesslich Förderung mittels Dampfkraft zur Benutzung.

Weniger zweckentsprechend war die Fortsetzung des Stollenbetriebes, welcher mit bedeutenden Kosten nach 80 m Vortrieb zum Durchschlage gebracht wurde, ohne, wie schon früher bemerkt, dem Bergbau entsprechenden Nutzen zu leisten, da er auch nur c. 30 m Förderhöhe einbrachte.

Eine erste Folge der vielfachen Verbesserungen im Erzgebiete von Pitkäranta war, dass die jährliche Totalförderung an erzhaltigem Haufwerk, wie aus der Tabelle leicht zu ersehen ist, zu einer früher nie erreichten Höhe stieg und die Metallgewinnung, besonders des Kupfers, schon innerhalb von zehn Jahren grösser als in den vorhergehenden 37 Jahren zusammengenommen war.

Zur Verarbeitung der erwähnten, seit vielen Jahrzehnten angesammelten Haufen von Grubenklein und ärmeren Scheiderzen wurde unterhalb des Schachthauses 4. Omeljanoff nahe der Poststrasse ein kleines Aufbereitungswerk nach Harzer Muster mit Steinbrecher, 2 Läutertrommeln und 2 Klaubtischen eingerichtet. Ausserdem waren auch ein Feinwalzwerk und mehrere Setzmaschinen und Trichterherde vorgesehen. Der Kupfergehalt des hier erzeugten Schlieches wird zu 10 % angegeben [58 und 118].

Bald zeigte sich aber, dass die Kupfererze von Pitkäranta mit ihren spezifisch schweren Beimengungen von Magnetit, Scheelit und eisenreichen Silikaten, namentlich Granat, für die mechanische Aufbereitung wenig geeignet waren; nach einigen Jahren wurde daher auch nur noch das Klauben beibehalten, während natürlich für die Zinnerze mit bestem Erfolge die Setzarbeit und Schlammwäsche weiterbenutzt wurde.

Die von der „Pitkäranta-Compagnie" erbaute, stark in Verfall geratene Erzwäsche am Kelinoja war dazu renovirt worden, und hier wurde bis zum Schlusse des Betriebes 1904 stets in der wasserreichen Jahreszeit das während des Jahres angesammelte zinnhaltige Gestein auf Schliech verwaschen.

DieseZinnwäsche wird durch ein oberschlächtiges Wasserrad von 25 Pferdekräften betätigt und enthält ein Pochwerk mit 9 Stempeln, 2 Setzmaschinen, 2 Planherde, 2 rotirende Trichterherde, 1 Stossherd und mehrere Schlammrinnen. In den letzten Jahren des Betriebes wurde das Wascherz statt im Pochwerk mit Vorteil mittels Gröndalscher Kugelmühle zerkleinert.

In den 80er Jahren wurde auch noch der Bau einer ganz neuen Zinnwäsche geplant, die Menge der gewonnenen Zinnerze erwies sich jedoch niemals so bedeutend, um eine kostspielige Neuanlage zu rechtfertigen.

In der sog. oberen Fabrik bei der Grube 1. Klee wurden teilweise die alten Suluöfen (als Sumpföfen zugestellte Rohsteinöfen) durch neue von Furuhjelm konstruirte Schmelzöfen mit freistehendem Gestell, 4 Formen und besonderem Abzugs- und Schlackenloch ersetzt und auch ein neues, kräftigeres Gebläse angeschafft.

Diese Schmelzöfen waren, wie aus der Industristatistik jener Zeit zu entnehmen ist, auch nach dem zweiten Brande dieser „oberen Hütte" im Jahre 1881 bis zur vollständigen Einführung der Kupfergewinnung auf nassem Wege d. h. bis 1885 im Gange.

Die Anlage des Kupferextraktionswerkes d. h. die Einführung des nassen Kupfergewinnungsprozesses muss als eine der wichtigsten Veränderungen im damaligen Hüttenbetriebe bezeichnet werden. Schon im offiziellen Berichte f. d. Jahr 1878 empfahl Furuhjelm den in England und Amerika und seit 1875 auch in Falun mit gutem Erfolge eingeführten Henderson-Prozess der chlorirenden Röstung des Kupfererzes zur Benutzung, auch wandte er sich Ende 1879 brieflich an den Direktor und Erbauer des Faluner Laugewerkes, H. Munktell, um zu erfahren, ob eine Zugutemachung der Kupfererze auf nassem Wege mit Gewinn möglich wäre. Munktell sprach sich sehr günstig darüber aus, nachdem er grössere Proben von Pitkäranta-Erzen untersucht hatte; hauptsächlich baute er auf den hohen Silbergehalt der Erze, welcher das Doppelte der Faluner betrug.

Schon seit 1845 war es ja bekannt, dass das in Pitkäranta erzeugte Blockkupfer c. 0,2 % Silber enthielt, auf trockenem Wege konnte dieser Gehalt an Edelmetall jedoch nicht gewonnen werden [1]), es lag daher zumal bei dem verhältnismässig niedrigen Kupfergehalt und der Strengflüssigkeit der Pitkäranta-Erze nahe, den Laugeprozess für dieselben einzurichten.

Das ökonomische Resultat hing nur davon ab, ob die bei der chlorirenden Röstung entwickelten, zu sog. Turmsäure kondensirten Gase die überaus teuere, bei der Laugung nötige Schwefelsäure zu ersetzen im stande sein würden.

Nachdem die diesbezüglichen Versuche günstig ausgefallen, wurde zur Anlage des noch heute vorhandenen Extraktionswerkes geschritten, für welches J. G. Gröndal u. a. auch seine sog. Etage-Muffelöfen [94] konstruirte, die sich durch ihre wesentlichen Ersparnisse an Arbeit, Bergsalz und Brennmaterial bis in die letzte Zeit des Betriebes gut bewährt haben.

Wie wir sehen war dieses das fünfte, für die Verarbeitung der Pitkäranta-Erze erbaute Kupferwerk in unserem Erzgebiete, wir haben nämlich folgende Hütten kennen gelernt: die Mitrofani-Hütte am Koirinoja, die Alexandra-Hütte am Kelinoja, die sog. untere Hütte (Alasawota) am Kelinoja, die sog. obere Hütte bei Perwoi und schliesslich das ebengenannte Laugewerk am Ladogaufer gegenüber der Insel Lamatschusaari.

---

[1]) Es lässt sich leicht berechnen, dass bis zur Einführung des nassen Kupfpergewinnungsprozesses über 3300 kg Silber im Blockkupfer verblieben sind.

Die Berg- und Hüttenmeisterberichte der Jahre 1880 bis 1886 [58 u. 118] enthalten zum Teil recht ausführliche Angaben über die Veränderungen im Bergbau- und Hüttenbetriebe jener Zeit in Pitkäranta (s. auch 60), woher hier auf dieselben hingewiesen sei, da sie nicht eigentlich in den Rahmen dieser historischen Übersicht gehören; nur soviel sei hinzugefügt, dass die Einführung der vielen umwälzenden Veränderungen nach Jahrzehnten grössten Schlendrians, namentlich während der Zeit des obengenannten Joffriaud, mit ganz ungeheueren Schwierigkeiten und recht empfindlichen Kosten verbunden waren; aus Furuhjelms Worten in einem seiner Briefe an die Besitzer, dass es leichter sei unwissende Arbeiter zu erziehen, als verzogene Arbeiter zu verbessern, ist übrigens auch zu entnehmen, wie es mit der angesessenen Arbeiterbevölkerung im Grubengebiete von Pitkäranta bestellt war.

Nach dem Tode Furuhjelms Ende des Jahres 1886 bringt die Industriestatistik für den Berg- und Hüttenbetrieb in Finnland in der Hauptsache nur Zahlenangaben über die technischen und ökonomischen Resultate [1]) bei den industriellen Werken des Landes [118], dagegen fehlen leider alle die Entwicklung derselben beleuchtenden Schilderungen der einzelnen Anlagen; da aber, was Pitkäranta angeht, die seit genanntem Zeitraum erbauten Fabriken zum grössten Teil noch erhalten sind, so erscheint es überflüssig dieselben hier näher zu beschreiben, umsomehr als auch die meisten wie z. B. die Sulfat-, die Glas- und Rotfarbenfabrik [2]) mit dem uns hier hauptsächlich interessirenden Bergbau wenig zu tun haben.

Blicken wir zurück auf die Zeit von 1880—1904, die wir die *zweite Blüteperiode* Pitkärantas nennen könnten, so ergiebt sich, dass während dieses Vierteljahrhunderts dem Schosse der Erde beinahe 5000 t Kupfer [3]) mit nahezu 11 t Silber [4]) sowie c. 213 t Zinn

---

[1]) Unter diesen dürfte eine von dem damaligen Bergwerksdirektor O. G. Trüstedt und Ingenieur J. G. Gröndal gemeinschaftlich bis ins kleinste durchgeführte Berechnung der Gestehungskosten für das auf nassem Wege gewonnene Kupfer und Silber darum von Interesse sein, weil derartige Aufstellungen auch in der einschlägigen metallurgischen Literatur nur selten zu finden sind. (Industristatistik. 1888. Förra delen).

[2]) Eine ausführliche Beschreibung der Hütten- und anderen Anlagen finden wir in J. G. Gröndals in russischer Sprache veröffentlichter Broschüre: „Pitkäranta“ (s. Literaturverzeichnis unter 94).

[3]) Es muss hervorgehobeu werden, dass die im folgenden angegebenen Zahlen speziell für den vorliegenden Zweck nach den Scheidebüchern und Schmelztabellen der einzelnen Werke für den genaueren Vergleich mit den Angaben der

entnommen worden sind. Der Metallwert dieser Produkte kann auf ungefähr 11 Millionen Fmk geschätzt werden. Hierzu kommt noch der Wert der aus den Eisenerzen erhaltenen Schlieche und des erschmolzenen Roheisens, worüber später zu sprechen sein wird.

Hauptkupfergrube blieb bis zum Schlusse 4. Omeljanoff; Grube 1. Klee war, wie schon gesagt, Mitte der 60 er Jahre so gut wie vollständig abgebaut. Sie wurde später nur zeitweise bis zum Anfange der 80 er Jahre etwas bearbeitet d. h. sämtliche Stützpfeiler der flach einfallenden Grube wurden geraubt und diese dadurch zum Einsturz gebracht. Seit jener Zeit rührt die Pinge südlich vom Förderschachte Perwoi her.

Anfangs des Jahres 1887 wurden ferner im westlichen Teile des alten Grubenfeldes mittels zahlreicher Diamantbohrversuche über und unter Tage die reichen Kupfererze der Gruben 2. Meyer und Edward Meyer, sowie 1. Nikolai erschürft, welche alle einen wesentlichen Anteil an der bedeutenden Steigerung der Metallproduktion in den 90 er Jahren hatten. Aus der Tabelle sind alle diese Verhältnisse deutlich zu ersehen.

---

amtlichen Statistik nochmals nachgerechnet und geprüft worden sind. Es durfte diese recht bedeutende Mühe schon desshalb nicht gescheut werden, weil anzunehmen war, dass durch die Verschiedenheit der nach russischem Datum abgeschlossenen Fabriksjahre und der nach finnländischer Zeitrechnung begrenzten statistischen Jahre sich notwendig Irrtümer in die allgemeinen Schlussresultate einschleichen würden. Wie ein Vergleich lehrt ist dies auch vielfach geschehen.

[4]) Da in der offiziellen Statistik [118] das in den Jahren 1894—1904 aus Sulitelma Kiesabbränden dargestellte Kupfer mit dem aus Pitkäranta-Erzen gewonnenen zusammen angegeben ist, so berechnet sich aus den dortigen Angaben eine c. 1000 t höhere Totalkupferproduktion. (Fig. 4. Kurve B). Die Zahlen der Kurve A., sowie die der Tabelle für den genannten Zeitraum, wurden nach den Röstjournalen des Extraktionswerkes aus der Menge der chlorirend gerösteten Abbrände berechnet, indem das aus den letzteren erhaltene Kupfer für jedes Jahr von der Totalkupferproduktion abgezogen wurde.

Im ganzen sind c. 27,000 t Kiesabbrände in Pitkäranta verarbeitet worden.

Was dagegen die Silberausbeute betrifft, so erschien eine Korrektion für diese weniger wichtig, weil der Gehalt an Silber in den Abbränden stets verhältnismässig niedrig war, so dass eine entsprechende Reduktion nur von geringem Einfluss auf die Zahlen der Tabelle, bezw. die Form der Kurve C sein dürfte. Der Silberinhalt des aus Kiessabbränden gewonnen Kupfers betrug nämlich nur etwa $^1/_5$ desjenigen des aus Pitkäranta-Erzen dargestellten Metalles.

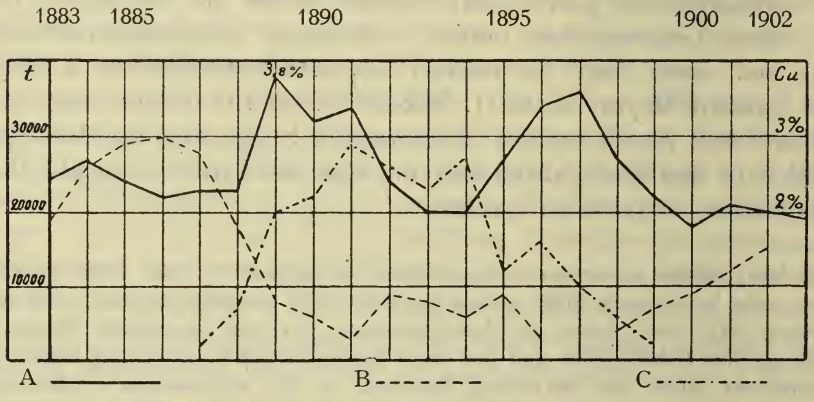
Die Totalausbeute an Silber aus den Kiesabbränden zu 400 kg. angenommen, war somit die Menge des aus Pitkäranta-Erzen erhaltenen Silbers eigentlich: 11,206 — 400 = 10,806 kg.

Von den anderen Gruben lieferte nebenbei noch 6. Klee und der sog. Zinnschacht Material für die Kupfergewinnung.

Die Kupfererze der Nikolai-Meyer-Gruben waren übrigens, nebenbei bemerkt reicher, als die der Omeljanoff-Klee-Gruben!

Die graphische Darstellung in Fig. 5 soll dies erläutern.

Fig. 5. Graphische Darstellung der Totalförderung von kupferhaltigem Haufwerk aus dem westlichen (Nikolai- und Meyergruben) bezw. mittleren Teile (Omeljanoff- und Kleegruben) des alten Grubenfeldes von Pitkäranta, sowie des bezüglichen mittleren Kupfergehaltes im gerösteten Extraktionserze von 1883 bis 1902.




A = Mittlerer Kupfergehalt des chlorirend gerösteten Erzes in %.
B = Totalförderung von Kupferhaufwerk aus den Omeljanoff-Kleegruben.
C = " " " " " Nikolai-Meyergruben.

Wir sehen hier, dass vom Jahre 1888 an die Erzförderung aus den westlichen Gruben sich stetig steigert, während für das mittlere Feld das Umgekehrte der Fall ist, bis die Produktion 1896 hier ganz aufhört. In dem Masse nun, wie die Menge der Extraktionserze aus den erstgenannten Gruben zunimmt, hebt sich auch der mittlere Kupfergehalt des Rösterzes, welcher 1889 im Mittel sogar 3,8 % erreicht und sich von da an mit verschiedenen Schwankungen durchschnittlich höher als in den Jahren 1883—88 und 1899—1902 hält, in denen ausschliesslich Erze der mittleren und östlichsten Teile des Grubenfeldes verarbeitet wurden.

Seit dem Jahre 1890 begannen in den Meyergruben, namentlich nach der Tiefe zu, immer grössere Mengen mit Kupferkies mehr oder minder reichlich eingesprengtes Magneteisenerz aufzutreten.

Um den Kupfergehalt dieser gemischten Erze anzureichern wurde nun i. J. 1891 zur Anlage eines kleinen magnetischen Aufbereitungswerkes [90 und 94] in den Räumen des früher erwähnten Erzbrechergebäudes an der Poststrasse geschritten, woselbst eine Zeit lang auch die ärmeren, nicht magnetitführenden Pocherze aus der Grube 4. Omeljanoff, sowie z. T. auch aus den Gruben des westlichen Feldes in der Weise aufbereitet wurden, dass der Kupferkies durch entsprechende Röstung in den magnetischen Zustand übergeführt und mittels Erzscheiders konzentrirt wurde.

So konnten i.d. J. 1891—1894, bis die alten Vorräte an Pocherzen (c. 15,000 t mit im Mittel 1,2 % Kupfer) aufgebraucht waren, 3,580 t Kupferkiesschlieche mit durchschnittlich 9 % Kupfer erzeugt werden.

Obgleich bei der Verarbeitung jener gemischten Erze gleich in den ersten Jahren auch gegen 4000 t reiche Magnetitschlieche [1]) als Nebenprodukt erhalten worden waren und die Erzverhältnisse in den Meyergruben auf eine Zunahme des Magneteisensteins nach der Tiefe hinwiesen, konnte auf diese verhältnismässig unbedeutenden Mengen von Eisenerzen im alten Grubenfelde doch kaum eine Eisenhüttenindustrie gegründet werden, es lag daher nahe, in der weiteren Umgegend von Pitkäranta nach grösseren Magnetitvorkomnissen zu forschen, und zwar unter Benutzung der magnetischen Messungsmethoden, die sich schon 1888 in kleinem Masstabe bei der Untersuchung des westlichen Teiles des alten Grubenfeldes vorzüglich bewährt hatten.

Die vom Verf. im Herbst des Jahres 1894 begonnenen magnetometrischen und geologischen Untersuchungen waren, wie schon in der Einleitung gesagt, von bestem Erfolge gekrönt, sie wurden in den folgenden Jahren mit grösstem Eifer fortgesetzt und ergaben als Resultat, dass östlich des altbekannten Grubenfeldes von Pitkäranta, sowie in der näheren Umgebung von Hopunwaara und Lupikko weitausgedehnte, auf das Vorhandensein bedeutender Magneteisensteinlagerstätten hinweisende magnetische Kurvenzüge zu verzeichnen waren; bestärkt wurde diese Annahme noch durch die Tatsache, dass schon seit 1814 (vergl. d. Einleitung dieses historischen Überblickes) in Hopunwaara und seit 1856 am Ristioja-Flusse bei Lupikko (s. o.) Magnetitvorkommen bekannt waren. An letzterer Stelle

[1]) Das kleine magnetische Aufbereitungswerk hat ausser den angegebenen Kupferkiesschliechen im ganzen von 1893 bis 1899 19,118 t Magnetitschlieche produzirt.

war sogar 1866 ein Hochofen angeblasen worden, welcher aber die stark schwefelhaltigen Erze nicht verwenden konnte, vielmehr auf von Russland importirte Eisenerze und See- und Sumpferze der Umgegend angewiesen war und bereits 1876 für immer niedergeblasen wurde.

*1896—99 „Ladoga".* Nachdem 1896 die Gruben und Werke in den Besitz der neugegründeten Aktiengesellschaft „Ladoga" übergegangen, begann nun in den neuentdeckten Erzfeldern des Gebietes um Pitkäranta, wie die bedeutende Zunahme des geförderten Haufwerkes auf der Tabelle erkennen lässt, eine äusserst rege bergbauliche Tätigkeit.

Ferner wurde auch, in der Hauptsache auf Initiative der Direktoren Th. Schwartz und B. Herberz in St. Petersburg, eine Reihe wichtiger Neuanlagen und Einrichtungen für das Zugutemachen der Eisenerze in grossem Masstabe ausgeführt.

So wurde 1897 südlich der kleinen Insel Pekonsaari bei Ristiniemi am Ufer des Ladoga-Sees ein grösseres magnetisches Aufbereitungswerk [109] errichtet,[1]) welches durch zwei Seilbahnen [104] mit den Gruben der neuen Erzfelder verbunden und vom Uuksu-Flusse aus mit elektrischer Kraft versehen war.

Die jetzige, ganz aus Stein erbaute magnetische Aufbereitungsanstalt[2]) wurde dagegen nach dem Brande des obengenannten Werkes 1901 weiter ins Land hinein auf die Höhe nordöstlich der Insel Pekonsaari verlegt, weil sich herausgestellt hatte, dass die aus der früheren Fabrik abfliessenden Flutsande keineswegs, wie angenommen worden war, von den Wellen des Ladoga-Sees hinaus gespült wurden, sondern vielmehr zu einer für die Schiffahrt höchst nachteiligen Versandung des Hafeneinganges Anlass gaben. Den Abfallsanden der neuen Anlage ist jetzt Gelegenheit gegeben, sich zum grössten Teil schon in einem Moor in der Nähe des Werkes abzusetzen.

Das Hochofenwerk wurde 1899 erbaut und hat von 1900 bis 1903 im ganzen 14,870 t Roheisen aus 25,102 t brikettirten Schliechen und 1,100 t Abbränden erblasen.

Auf der kleinen Übersichtskarte Fig. 2 sind die zu den Gruben gehörigen Grundstücke, sowie die älteren und neueren technischen

---

[1]) Dieses Aufbereitungswerk erzeugte von 1898 bis 1901 im ganzen 37,792 t Magnetitschlieche mit 58—60 % Eisengehalt.

[2]) Hier sind von 1902 bis 1904 im ganzen 27,477 t Magnetitschlieche dargestellt worden.

Anlagen nach den Verhältnissen im Jahre 1904 zur Darstellung gebracht. Erstere machen zusammen ein Gebiet von nahezu 4,000 Hektar aus und bestehen vorwiegend aus spärlich mit Wald bewachsenem Moränen-, Torfmoor- und Sumpfgebiet.

Die Wasserfälle des Uuksuflusses: Juuka, Sirnitsa, Kiwenkulma, Ylä-Sahakoski und Ala-Sahakoski sind seit dem Jahre 1897 von dem finnländischen Staate auf 25 Jahre gepachtet mit dem Rechte, den Kontrakt nach Ablauf dieser Zeit noch für weitere 25 Jahre verlängern zu dürfen; der Staat behält sich aber vor, die Arrendezahlung dann gegebenen Falles bis auf das Doppelte zu erhöhen.

Der Wert der Wasserfälle, von denen 800 Pferdekräfte nutzbar gemacht sind, ist zu 74,880 Fmk. berechnet worden, wovon jährlich 6 % als Arrendesumme zu zahlen sind.

*1899—1903 „Alexandroffski".*

Im Jahre 1899 gingen schliesslich sämtliche Gruben und Werke aus den Händen der „Ladoga-Gesellschaft" auf die Alexandroffskische Stahlgiesserei in St. Petersburg und 1903 von dieser Firma für 1,680,000 Fmk. auf die russische Reichsbank über.

*1903—07 Russ. Reichsbank.*

Im Frühjahre 1904 war es, wie in der Einleitung gesagt, mit Bergbau und Hüttenbetrieb in Pitkäranta nach 25 Jahren regster Arbeit wieder einmal für unbestimmte Zeiten zu Ende!

Wir haben im Vorhergehenden versucht, ein möglichst übersichtliches Bild der Vergangenheit Pitkärantas zu entwerfen.

Es dürfte daraus erhellen, dass es nicht eigentlich der Mangel an Erzen oder ihre tatsächlich oft für die Aufbereitung und Verhüttung höchst hinderliche, gegenseitige Vermischung gewesen, welche die periodisch so überaus schlechten Erfolge der bergbaulichen Tätigkeit in Pitkäranta verursachte, sondern vielmehr die häufig unsichere und fehlerhafte Leitung des Betriebes, infolge deren z. B. während der Zeiten der „Compagnie" trotz reichlich vorhandener Geldmittel nur eine verhältnissmässig geringe Ausbeute an Metallen erzielt wurde und ferner der Mangel eines bestimmten, den örtlichen Verhältnissen angepassten Arbeitsprogrammes, welcher ein planloses Hin- und Herschwanken zur Folge hatte und den Aufbereitungs- und Hüttenanlagen nicht Ruhe liess, sich zeitgemäss zu entwickeln und den technischen Fortschritten anzupassen.

Ausserdem haben aber auch die häufig eingetroffenen Feuerschäden mit ihren bedeutenden Verlusten an Zeit und Geld ohne Zweifel ein wesentliches Betriebshindernis gebildet.

Wir erwähnten oben, dass die jetzige Kupferhütte schon die fünfte seit Beginn des Bergbaus in Pitkäranta ist; beinahe ebenso

häufig haben auch die Aufbereitungsanlagen ihren Standort gewechselt!

Fassen wir das darüber Gesagte kurz zusammen, so sahen wir am Koirinoja-, später am Kelinoja-Flusse, Kupfer- und Zinnerzwäschen entstehen; der erste Platz erwies sich jedoch als zu weit entlegen, am zweiten herrschte zumeist Mangel an Aufschlagwasser.

Die dritte Erzwäsche bei der Grube 4. Omeljanoff wurde daher schon von Triebwasser unabhängig gemacht und mit Dampfkraft versehen, aber auch nur für das Verwaschen des Zinnerzes waren die Wasserzuflüsse aus dem Perälampi-See unzureichend.

Zuletzt stand dann die mechanische Aufbereitungsanstalt für Kupfererze unterhalb des Schachthauses 4. Omeljanoff an der Landstrasse.

Die verarbeiteten Erze waren jedoch für die mechanische Aufbereitung ganz ungeeignet.

Nach mehrjährigen Versuchen und vielfachen Um- und Neubauten wurde darauf schliesslich zur magnetischen Aufbereitung des Kupferkieses nach vorheriger Röstung geschritten, bis das immer reichlichere Auftreten von Magnetit den Übergang zu einer Methode veranlasste, bei welche ersterer ausgezogen wurde, während der Kupferkies im unmagnetischen Reste verblieb.

Weitere Versuche zur mechanischen Aufbereitung der Kupfererze sind übrigens später nicht mehr gemacht worden.

Dagegen wurde, je mehr die Gruben, namentlich der neuen Erzfelder, für die Erzeugung von Magnetitschliech brauchbare s. g. Aufbereitungserze lieferten, die magnetische Aufbereitung immer höher vervollkommnet [109]. Nur ein geringer Bruchteil der geförderten Eisenerze ergab nämlich für den Hochofenbetrieb unmittelbar anwendbares Stuferz.

Im Jahre 1896 begann auch ein Export von Eisenerzen und Schliechen aus Pitkäranta, und zwar nach dem der „Ladoga-Gesellschaft" gehörigen Hochofenwerke an der Newa bei St. Petersburg, wohin nach Angaben der früheren Betriebsleiter desselben im ganzen 8,163 t Stuferze und 37,412 t Magnetitschlieche verschifft worden sind[1]).

---

[1]) Der Wert des aus diesen Erzen erblasenen Roheisens zusammen mit dem in Pitkäranta erhaltenen, sowie des noch in der Nähe des magnet. Aufbereitungswerkes vorrätigen Magnetitschlieches kann zu etwa 4,4 Millionen Fmk angeschlagen werden.

Erst nach der Entdeckung der neuen Erzfelder fing *die wahre Natur des Erzgebietes von Pitkäranta* d. h. eines *an Kupfer- und Zinnerzen örtlich besonders reichen Eisenerzdistriktes,* an stärker hervorzutreten, und schon 1896 überwog die Eisenerzförderung diejenige der anderen Erze, um i. J. 1899, wie die Tabelle zeigt, nahezu das Fünffache derselben mit über 45,000 t zu erreichen.

Nach Vollendung der grossen magnetischen Aufbereitungs-, sowie der Brikettirungs- und Hochofenanlage bei Ristiniemi stieg bald auch die Roheisendarstellung, dagegen ging die Produktion der edleren Erze immer mehr zurück.

Der Betrieb in Pitkäranta hat sich aber keineswegs nur auf die Zugutemachung der Erze beschränkt!

Bald nach dem Bau der Kupferextraktion wurde zwecks Verwertung des in den Endlaugen enthaltenen Glaubersalzes eine Sulfatfabrik, zur Ausnutzung des in denselben enthaltenen Eisenoxydes eine Rotfarbenfabrik und dann in den folgende Jahren, um für das Sulfat Verwendung zu finden, eine Flaschenglasfabrik erbaut [94] [1]).

Alle diese nicht eigentlich zum Bergbau gehörigen Anlagen verschlangen natürlich grosse Kapitalien, dagegen mussten die Ausrichtungsarbeiten zur Untersuchung der nahe der Tagesoberfläche schon vollständig abgebauten Erzlagerstätten in der Tiefe teilweise eingeschränkt werden; in den letzten Jahren konnten sogar die Diamantschürfbohrungen, [2]) welche früher bei der Erschürfung der reichen westlichen Kupfererzvorkomnisse (Meyer-Gruben) [94] und bei der Untersuchung der Perwoi-Lagerstätte in der Tiefe (Maria-Grube) [70] so wertvolle Dienste geleistet hatten, aus Mangel an Mitteln nicht mehr in wünschenswertem Masstabe betrieben werden, auch musste, wie leicht erklärlich, der Kupfer- und Zinnbergbau auf Kosten des immer lebhafteren Abbaus der Eisenerze von Jahr zu Jahr zurückgehen.

Bei der Abfassung der vorliegenden, historisch-technischen Übersicht hat sich, wie schon mehrfach bemerkt, der Mangel an sicheren Quellen recht fühlbar gemacht, und es ist auch sehr unwahrscheinlich, dass demselben abgeholfen werden dürfte, da von den jeweili-

[1]) Alle diese Fabriken kamen schon 1899 zum Stillstand, da sich ihr Betrieb infolge veränderter Zollverhältnisse mit Russland nicht mehr lohnend erwies.

[2]) Von 1888 bis 1900 sind mit 110 Bohrlöchern vorwiegend unter Tage im ganzen 2547 m. gebohrt worden.

gen Besitzern und Betriebsleitern nur in seltenen Fällen Aufzeichnungen gemacht, geschweige denn dem Druck übergeben worden sind; für eine allgemeine Auffassung der Lebensgeschichte Pitkärantas kommt jedoch dieser Mangel nicht so sehr in Betracht.

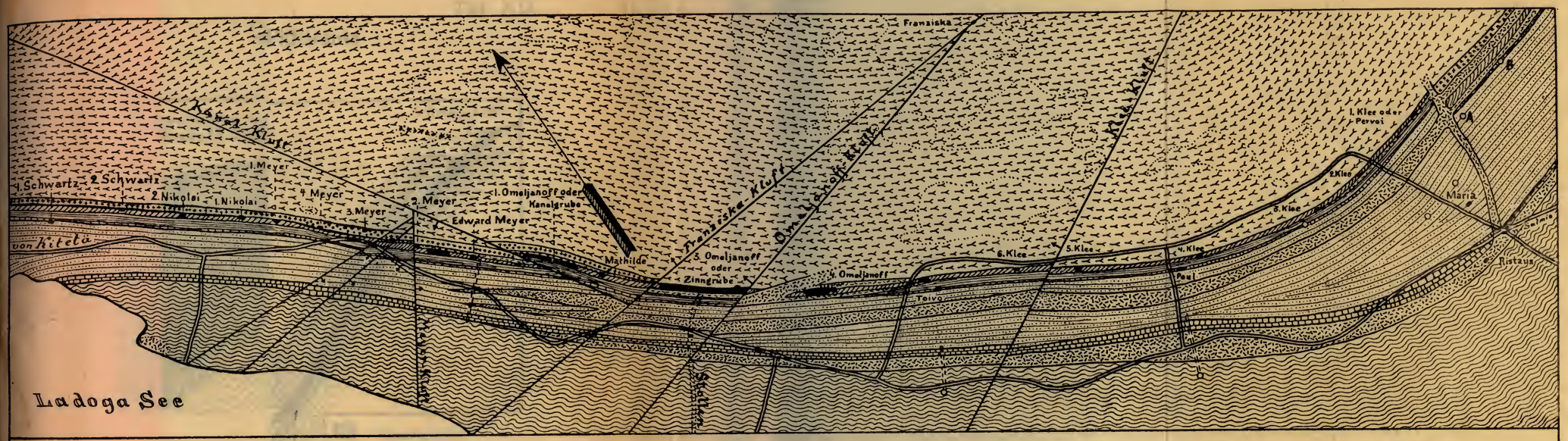
Ich wäre allen denen, welche mich auf Publikationen betreffend Pitkäranta, die mir möglicherweise entgangen sind, aufmerksam machen, bezw. mir etwaige Angaben oder Manuskripte über die Gruben und Werke zur Verfügung stellen wollten, zu freundlichstem Danke verpflichtet.

bis 1904, sowie der Kupf
nnen, bezw. kg.

| 2. Mala | 1. Winberg | 3. Winberg | Walkialampi | 1. Herberz | 2. Herberz |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |

# Geologische Karte des alten Grubenfeldes von Pitkäranta.

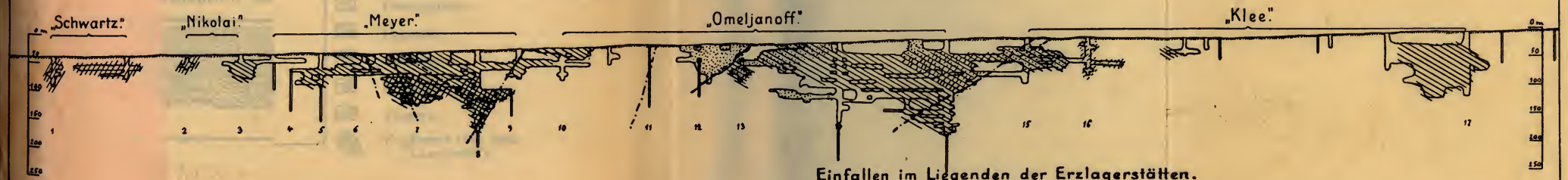
Masstab 1 : 8000.



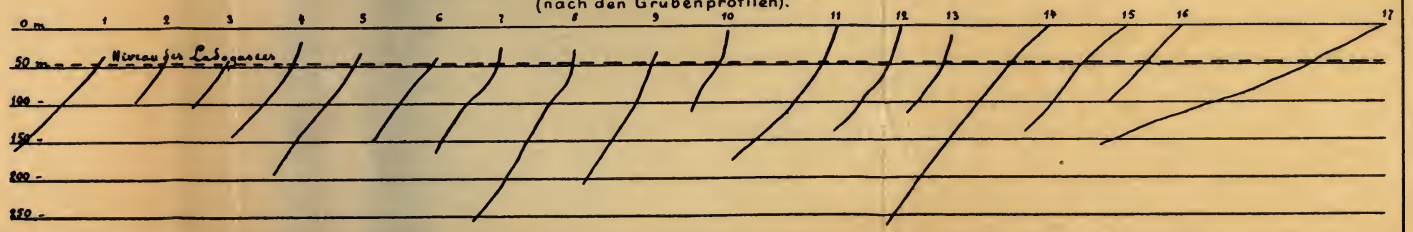

Granitgneiss. Dioritschiefer. Kalkstein. Skarn. Strahlsteinschiefer. Hornblendeschiefer. Glimmerschiefer. Pegmatit.

Felsen. Bohrloch. 500 1000 m. Schacht bezw. Tagebau. Verwerfung.

## Längsprofil durch die untere Erzzone.




Einfallen im Liegenden der Erzlagerstätten.
(nach den Grubenprofilen).




Baue auf Eisen. Baue auf Zinn.

„ „ Kupfer. „ „ Zink.

# Vorbemerkungen zur geologischen Übersichtskarte.

Die geologische Übersichtskarte zeigt im Masstabe 1 : 40,000 den Umfang und die allgemeinen geologischen Verhältnisse des Erzgebietes von Pitkäranta.

Dieselbe ist aus den pantographisch verkleinerten Kopieen der entsprechenden Katasterkarten im Masstabe 1 : 8000 aus den Jahren 1834—47 zusammengestellt, welche mir unter den Karten der Fabriks- bezw. Grubenkanzlei zur Verfügung standen. Einen kleineren Teil derselben habe ich übrigens auch auf dem Katasteramte in Wiborg für den vorliegenden Zweck abkopirt.

Hierbei muss bemerkt werden, dass die Übersichtskarte mit der auf dem Katasteramte zu Helsingfors befindlichen grossen Karte des Kirchspiels Impilaks v. Jahre 1847 im Masstabe 1 : 20000 insofern nicht übereinstimmt, als auf letzterer die Insel Paimiosaari, sowie das Küstengebiet im W. und N. von derselben, den Inseln Petäjänsaari und Putkinsaari, bezw. dem Gebiete östlich und nördlich davon relativ näher liegen als auf der erstgenannten.

Es kommt dies daher, weil die Konnexionslinie der entsprechenden Karten grösstenteils vom Laufe des Koirinoja-Flusses gebildet wird, dessen Umrisse auf den beiderseitigen Kartenabschnitten grosse Verschiedenheiten aufzuweisen haben.

Wegen Fehlens von Fixpunkten auf den Inseln Paimiosaari und der unbenannten länglichen Insel westlich von Putkinsaari, bezw. von Bestimmungen der Entfernung zwischen den genannten Inseln, konnte leicht bei der Zusammenstellung der Karten eine Verschiebung in der einen oder anderen Richtung stattfinden, doch ist dieser etwaige Fehler für unsere Karte im allgemeinen nicht von Belang.

Ferner sind einige Namen auf den Katasterkarten (1 : 8000) welche mir zur Verfügung standen, teilweise wohl infolge undeut-

licher Schrift auf den Originalkarten, anders als auf der erwähnten grossen Kirchspielkarte geschrieben.

Im folgenden sind einige Schreibweisen zusammengestellt:

Impilahti, Impilaks, Impilax.
Kitelä, Kidelä, Kidilä.
Kaswolsusaari, Raswatschusaari.
Kontusaari, Kondusaari, Konnunsaari.
Nuoliniemi, Nuolaanniemi.
Petäjäsaari, Pedeisaari.
Putkisaari, Budki-oder Botkasaari.
Pitkäranta, Pittkäranda.
Nietjärvi, Nedjärvi.
Peltoniemi, Pellonniemi.
Kukkaronlahti, Kuckarenlahti.
Pekonsaari, Pöhköinen, Pohkööninsaari.
Puusunsaari, Pusunsaari.
Hopunwaara, Huoponwaara.

(Vergl. auch die Schreibweise auf A. E. Törnebohms Karte [73]).

Die älteste unser Gebiet betreffende geologische Karte, wenn man sie überhaupt so nennen darf, ist die der Arbeit Soboleffskis [8] vom Jahre 1839 beigefügte „geognostische Karte der Umgegend von Sumeria und Koirinoja", im ungefähren Masstabe 1 : 76,000, die offenbar nur eine nach Augenmass angefertigte Skizze darstellt, mit farbigen Bezeichnungen für Granit, Hornblendeschiefer und Dolomit auf der Insel Woritsch (Wuoratschunsaari), sowie auf der Westseite der Haukkalahti-Bucht.

Eine geognostische Karte der Insel Pusunsaari im Masstabe 1 : 55,000 enthält ferner die Arbeit A. Gadolins aus dem Jahre 1858 [25] mit einem die Schichtenfolge auf der Westseite der Insel illustrirenden Längsprofil in vierfacher Grösse der Plankarte.

Auch auf G. Lisitzins Kartenskizze v. J. 1889 im Masstabe 1 : 1,000,000 [69] sind in der Umgegend von Pitkäranta einige geologische Beobachtungen von Granit, Glimmerschiefer und Rapakiwi eingetragen.

Eine auf genauere geologische Untersuchungen gegründete Karte hat aber erst A. E. Törnebohm in seiner bekannten Arbeit über Pitkäranta [73] im Jahre 1891 veröffentlicht.

Auf dieser im Masstabe 1 : 50,000 dargestellten Übersichtskarte ist in grossen Zügen deutlich die Verteilung und Begrenzung der in der Gegend dominirenden Gesteine: Granitgneiss, Schiefer und Ra-

pakiwi zu erkennen, und obgleich der genannte Forscher als Expert der Pitkäranta-Gewerkschaft hauptsächlich nur die allernächste Umgebung des alten Grubenfeldes zum Gegenstande seiner Untersuchungen machen, der Kartirung der weiteren Umgegend dagegen nur wenige Tage widmen konnte, ist es ihm, wie ein Vergleich lehrt, doch gelungen, ein im wesentlichen den neueren Forschungen ähnliches geologisches Bild der Gegend zu entwerfen.

Im Jahre 1895 begannen in diesen südöstlichsten Teilen des Landes die Aufnahmen der geologischen Landesansalt [91] im Masstabe 1 : 100,000, deren Resultate bei der Ausarbeitung von J. J. Sederholms „Geologische Übersichtskarte von Finnland und den angrenzenden Landteilen" im Masstabe 1 : 2,500,000 v. J. 1897 [106] und von Benj. Frosterus' „Geologisk öfversiktskarta öfver sydöstra Finland" im Masstabe 1 : 1,000,000 v. J. 1901 [113] benutzt worden sind [1]).

Seit dem Jahre 1894 hatte ich im Zusammenhange mit den magnetischen Schürfungen auf Eisenerze in der nächsten Umgebung des alten Grubengebietes alle meine geologischen Beobachtungen fortlaufend auf den Kopieen der Katasterkarten 1 : 8000 eingetragen.

Als sich nun hierbei, einerseits dank den bei den magnetischen Messungen erhaltenen zusammenhängenden Kurvenzügen, andererseits aber auch infolge des günstigen grossen Aufnahmemasstabes eine für das Grundgebirge des Nordens ganz ungewöhnliche Regelmässigkeit des Schichtenaufbaues herausstellte, wie sie auf den mir zur Einsicht überlassenen Aufnahmeblättern der geologischen Kommission infolge des kleinen Masstabes (1 : 100,000) nicht gut hervortreten konnte, erschien es von Interesse, obige Verhältnisse in übersichtlicherem, d. h. auf $^1/_5$ verkleinertem Masstabe der Katasterkarten, wiederzugeben.

Besonders genau wurden, wie leicht erklärlich, die den neuentdeckten Erzfeldern naheliegenden Gebiete durchforscht, nämlich im O. und S. des alten Grubenfeldes von Pitkäranta. Es giebt sich dies an der grossen Menge beobachteter Aufschlüsse leicht auf der Karte zu erkennen; die entlegeneren nördlichen Gegenden konnten dagegen bloss in beschränktem Masse und meist nur in freien Stunden untersucht werden.

[1]) Das geologische Aufnahmeblatt „Salmi", zu welchem u. a. das Erzgebiet von Pitkäranta gehört, wird erst in Zukunft, und zwar im Masstabe 1:400,000, veröffentlicht werden.

Bei letzterer Gelegenheit glückte es übrigens im Jahre 1901 südlich vom Keliwaara-Berge [117] am Kontakte des Rapakiwigranites mit der Schieferformation den magnetischen Kurvenzügen am Rapakiwikontakte östlich von Pitkäranta vollkommen analoge Messungsresultate zu erzielen, auf deren geologische Bedeutung wir später zurückkommen werden.

Diese Tatsache wurde nur berührt, um darzutun, dass der nördlichste Teil der Übersichtskarte wohl ebenfalls auf grössere Genauigkeit der geologischen Beobachtungen Anspruch machen kann.

In betreff der Bezeichnungen auf der Karte ist noch hinzuzufügen, dass zur Erleichterung etwaiger späterer Spezialuntersuchungen in unserem Gebiete alle auf den Katasterkarten eingemessenen Felsen, sowie die bei den Erzschürfungen beobachteten Felsaufschlüsse mit feingestrichelten Umrissen eingetragen sind.

Aus demselben Grunde sind auch besonders diejenigen Waldpfade und die meisten Winterwege mit eingezeichnet, welche zu den geologisch interessantesten Felskomplexen führen.

Dagegen sind die Einfallswinkel zur Vermeidung von Undeutlichkeiten auf der Übersichtskarte nicht verzeichnet, wir finden sie statt dessen auf dem die Mulde von Pitkäranta darstellenden Rekonstruktionsversuche Fig. 6 an den für die Auffassung ihrer Tektonik wichtigsten Stellen eingetragen.

## Topographische Orientirung

Das zur Darstellung gebrachte Gebiet umfasst denjenigen zu Finnland gehörigen Teil der Nordostküste des Ladoga-Sees, welcher sich hier an die Westflanke des auf den vorgenannten geologischen Übersichtskarten deutlich markirten länglichrunden Rapakiwimassives anschliesst und eine im Vergleich zum russischen Teile dieser Küste stark hervortretende felsige Schärennatur besitzt.

Dies zeigt sich besonders deutlich im mittleren Teile des fraglichen Kartengebietes, westlich vom Dorfe Pitkäranta, z. T. aber auch nördlich davon, während die südöstlichen Teile des Ladoga-Ufers in geringerem Grade zerklüftet und nur arm an vorgelagerten Inseln sind, um weiter nach Süden in eine flache, weniger buchtenreiche, sandige Küste überzugehen. Dem entsprechend liegen auch die höchsten Erhebungen, die nirgends eine Höhe von 100 m erreichen, sondern nur zu ungefähr 60 bis 80 m über dem Spiegel des Ladoga-Sees ansteigen dürften, im nördlichen und mittleren Teile des dargestellten Gebietes.

Zu solchen weithin sichtbaren Höhen gehört u. a. der Berg Haukkawaara auf der Westseite des Einlaufes in die Haukkalahti-Bucht, ferner die Nordspitze der Insel Wuoratschunsaari, der Berg Ristomäki im NO. der Koirinoja-Bucht, sowie die Felsenmasse der Insel Puusunsaari.

Weiter ins Land hinein dominiren über das Gebiet: die Höhen des Keliwaara-Berges im nördlichen, die des Korkeawuori-Berges im mittleren und die der Gegend im W. und S. von Heposelkä im südlichsten Teile der Karte.

Tief ins Land eingeschnittene Buchten finden wir besonders auf der Nordwestseite unserer Karte; so die schon genannte Haukkalahti-Bucht, ferner die von Mursulanlahti und Koirinojanlahti, wogegen der Küstenstrich vom Dorfe Kontu bis etwa in die Gegend der Landzunge von Kaunisniemi meist nur schwache Einbuchtungen aufzuweisen hat, ein Umstand, der, wie schon in der Einleitung erwähnt, demselben den Namen Pitkäranta = „langes Ufer“ eingetragen hat.

Von nicht zu unterschätzender Bedeutung für diese Uferstrecke sind die vielen derselben vorgelagerten Inseln, wodurch hier ein hervorragend günstiger, vor den heftigen Südweststürmen geschützter Hafenplatz entstehen konnte.

Zu den grössten unter diesen Inseln gehört die schon erwähnte geologisch besonders interessante Insel Puusunsaari [25], ferner Wuoratschunsaari, Putkisaari und Wihkimäsaari im mittleren, Lokansaari im nördlichen Teile des Gebietes.

*Wasserfälle.* Die nächste Umgebung von Pitkäranta ist reich an Flüssen und Bächen mit z. T. recht bedeutenden Wasserfällen, die, wie wir im historischen Teile dieser Arbeit angeführt haben, gleich in den ersten Zeiten des Bergbaues in diesem Distrikte zum Betriebe verschiedener Aufbereitungs-und Hüttenanlagen, nämlich an den Ufern der Flüsse Koirinoja und Kelinoja, ausgenutzt worden sind; wenngleich sich stets herausstellte, dass ihre Wassermengen, zumal während des Sommers und in strenger Winterzeit, für die beabsichtigten Zwecke vollständig unzureichend waren, so dass später der Verwendung von Dampfkraft der Vorzug gegeben werden musste.

Zu den grösseren Bächen ist auch noch der Ristioja zu rechnen, welcher aber zur Sommerszeit gewöhnlich ebenfalls sehr wasserarm ist.

Erst nach Vervollkomnung der elektrischen Kraftübertragungsmethoden konnten die bedeutenden Wasserkräfte des Uuksunjoki-Flusses für den Bergbau und Hüttenbetrieb nutzbar gemacht und hierdurch eine wesentliche Verbilligung der letzteren herbeigeführt werden.

Nur wenige Seen finden sich im Gebiete unserer Karte, und zwar vorwiegend im nördlichen Teile derselben; es sind zumeist zwischen Granitfelsen eingeklemmte kleine Seebecken, einige dagegen, wie die grösseren Seen: Nietjärvi, Kitelänlampi und Mustajärvi, von weitausgedehnten sumpfigen Ufern umgebene Moränenseen.

So stellt der grösste See der Gegend, der Nietjärvi, einen durch die Sandmassen der hier in südwestlicher Richtung über den kleinen Walkialampi-See zum Ladoga-Ufer bei Ristiniemi vorbeistreichenden mächtigen Åsrücken abgedämmten Stausee dar.

*Strandwälle.* Vielfach beobachtet man in der Nähe dieser Sandrücken ausgedehnte Blockhalden und Uferwälle aus der Zeit des Yoldiameeres; so besonders nördlich vom Kangaslampi-See, c. 60 m über dem Ladoga-See, und auf der Ostseite des Kelinoja-Flusslaufes unterhalb der Poststrasse, auf welcher Strecke dem Ufer parallele Strandwälle sich in ununterbrochener Folge hinziehen.

Auch auf der Höhe des Granitberges südlich vom Perälampi-See, in der Nähe des Schurfes „Franziska", sind etwa 50 m über dem Ladoga-See mehrfache Reihen von deutlich ausgeprägten Uferwällen, wahrscheinlich desselben Alters, keine seltene Erscheinung.

Östlich von der Grube Perwoi (oder 1. Klee) finden wir ausserdem weitausgedehnte alte Dünenfelder, welche sich nördlich der Landstrasse bis in die Nähe des Kelinoja-Flusses hin erstrecken.

Einer jüngeren Periode der quartären Niveauveränderungen, nämlich der Litorinasenkung, gehören dagegen die nahe am Ufer im norwestlichsten Teile des alten Grubenfeldes und vielfach auf den Inseln, besonders schön ausgebildet auf der Südseite der Insel Puusunsaari, auftretenden Strandwälle an.

Nach H. Berghell dürfte die höchste Grenze des Litorinameeres in dieser Gegend des Ladoga-Sees ungefähr 25 m über dem Niveau des finnischen Meerbusens liegen [92 und 99].

Betrachten wir die südliche, weniger koupirte Hälfte des zur Darstellung gebrachten Festlandes, d. h. das Erzgebiet von Pitkäranta im engeren Sinne, für sich, so bemerken wir eigentlich nur im Hopunwaara- und Lupikko-Distrikte, sowie innerhalb der südlichsten Granitgneisspartieen grössere Felsengruppen; die übrigen, namentlich die von den ladogischen Schiefern eingenommenen Teile der Karte, sind dagegen von Moränen- und anderen losen Ablagerungen so vollständig bedeckt, dass nur hie und da kahle Felskuppen und in der Nähe des Ladoga-Ufers schlecht ausgeprägte niedrige Rundhöcker das Terrain überragen.

*Torfmoore.*

Das Moränen- und Åsmaterial bildet abgerundete, zumeist mit dünnem Nadelholz oder struppigem Gebüsch bestandene Hügelketten, zwischen denen sich weitausgedehnte Sümpfe und Moore, letztere mit Torflagern von 1.5 bis 2.5 m Mächtigkeit hinziehen. Die ansehnlichsten zum Bergwerkseigentum gehörigen Torfmoore mit einem Material von 2—4 % Aschengehalt nehmen etwa folgende Flächen ein:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Das Torfmoor | Tetrinsuo . . . . . | 245 | har |
| „ „ | Kaitasuo . . . . . | 125 | „ |
| „ „ | Hopunsuo . . . . . | 120 | „ |
| „ „ | Perälamminsuo . . . | 33 | „ |

*Tiefe der losen Ablagerungen.*

Die Tiefe der den Felsboden verhüllenden Ablagerungen ist im allgemeinen nicht sehr bedeutend; selbst in den am kräftigsten denudirten von Kalk bezw. Skarn eingenommenen Gebieten gehören

solche von mehr als 12 m Mächtigkeit, wie die Erfahrungen beim Schürfen und Schachtabteufen gelehrt, zu den Ausnahmen.

Nach den Tiefenangaben der Seekarten zu urteilen sind dagegen die Gesteine des im NW. vom Dorfe Pitkäranta ausgebreiteten Schärenhofes offenbar viel tiefer erodirt worden, als die im SO. des genannten Ortes gelegenen. Der Küstenstrich von der Bucht von Koirinoja bis zu der von Hepolahti ist genau in der in der Gegend vorherrschenden Schrammenrichtung orientirt und alle Beobachtungen der Glazialerscheinungen weisen gemeinschaftlich darauf hin, dass jenes Schärengebiet bedeutend mehr durch Eiserosion gelitten haben muss, als das von widerstandsfähigeren Granitmassen ringsumgebene festländische Schiefergebiet.

Das tief eingeschnittene Tal von Kitelä bis Haukkalahti dürfte hierbei als Eisleiter eine nicht unwesentliche Rolle gespielt haben, und ladet in dieser Hinsicht zu Glazialstudien ganz besonders ein.

*Beschaffenheit der losen Ablagerungen.*

Was die Beschaffenheit der losen Ablagerungen betrifft, so folgt auf eine gewöhnlich nur wenige Meter mächtige Sand- oder Humusschicht meist unmittelbar dicht gepacktes an Geschiebelehm armes Moränenmaterial.

Im Bereiche des vorerwähnten åsartigen Sandwalles, z. B. beim Schurfschachte Walkialampi, ist dagegen das Ausgehende unmittelbar von wohlgeschichtetem Åsgeröll in nahezu 12 m Mächtigkeit bedeckt.

Feinschichtiger, unbedeutend sandhaltiger Bänderton, stellenweise 2 bis 3 m mächtig, ist bei Schacht 1. Herberz, beim Kalkbruche von Hopunwaara und z. T. im Lupikko-Distrikte auf den Moränen- bezw. Geröllåsablagerungen abgesetzt, und nimmt, da er gewöhnlich sehr wasserhaltig ist, oft die Eigenschaften einer dünnflüssigen Masse an, in welcher das Einbringen der Schachtzimmerung mit zu den mühevollsten bergmännischen Arbeiten gehört.

Wie gering schliesslich die Höhenunterschiede im allgemeinen in unserem Erzgebiete sind, geht daraus hervor, dass das Terrain im westlichen Teile des alten Grubenfeldes von c. 20 m über dem Niveau des Ladoga-Sees nur bis etwa 44 m bei 1. Klee ansteigt und beim Schacht 1. Herberz sowie im Grubenfelde von Lupikko, nach den für die Anlage der Drahtseilbahnen ausgeführten Nivellirungen zu urteilen, nicht mehr als 34 bezw. 30 m über dem See liegt; auch das Grubenfeld von Hopunwaara ist nur wenige m höher belegen.

# Allgemeine Geologie des Lagerstättengebietes.

## Die Unterlage der erzführenden Schieferformation.

Die folgende Übersicht über die allgemeinen geologischen Verhältnisse in der Gegend von Pitkäranta bezweckt natürlich nicht eine erschöpfende Schilderung der Geologie dieses Erzgebietes zu geben, denn für eine solche wäre ein ausschliesslich diesen Zielen gewidmetes Studium und ein ausgiebiges Mass an Zeit erforderlich gewesen, wie sie dem Verfasser, wie schon in der Einleitung betont wurde, nicht zur Verfügung standen. Vielmehr gilt es hier nur, die hauptsächlichsten Beobachtungen zusammenzustellen, welche zur Erklärung der Bildungsweise unserer Lagerstätten beitragen können.

Für den Geologen von Fach dürften diese Angaben daher von geringerem Interesse sein als für den Bergmann, dem die ferneren Schürfungs- und Vorrichtungsarbeiten im vorliegenden Gebiete zur Aufgabe gemacht werden.

Die Gesteine, innerhalb welcher die Erzlagerstätten von Pitkäranta aufreten, gehören sämtlich zur archäischen Formationsgruppe, und zwar vorherrschend zu den ältesten Gliedern derselben.

Wir schliessen uns hier der schon seit mehreren Jahren bei der geologischen Landesanstalt mit bestem Erfolge benutzten Einteilung der Formationen Finnlands [1]) an, wonach in dem in Rede stehenden Gebiete Glieder einesteils des archäischen Basalkomplexes, anderenteils der untersten ladogischen und der obersten jotnischen Abteilung der präkambrischen Formationen vertreten sind.

Von A. E. Törnebohm [73], J. J. Sederholm [102], H. Blankett [86] und B. Frosterus [113] ist der grösste Teil der jene Formationen zusammensetzenden Gesteine in jüngster Zeit ausführlich beschrieben worden, es genügt daher unter Hinweis auf obengenannte Arbeiten hier nur die speziell im Erzgebiete von Pitkäranta

[1]) Ältere Einteilungen rühren von P. Pusirewski 1866 [33] und F. J. Wiik 1876 [45] her.

beobachteten geognostischen Verhältnisse, soweit sie für die Geologie der Lagerstätten von Bedeutung sind, zu schildern.

*Granitgneiss.* Das vorherrschende Gestein des Gebietes ist ein meist glimmerarmer, rötlicher, oft stark schiefriger Granitgneiss, welcher in Gestalt von mehr oder weniger vollständigen, teilweise durch Rapakiwigranit abgeschnittenen länglich runden Massiven aus der Hülle der ladogischen Schiefer hervortritt.

Die chemische Zusammensetzung dieses Granites [1]) geht aus den folgenden von Prof. Dr. A. Poehl in St. Petersburg ausgeführten Analysen hervor; die Proben stammen vom sog. Kullerberge c. 100 m im N. von der Grube 6. Klee, und zwar betrifft die Analyse 1 eine graue, die Analyse 2 dagegen eine rötliche Abart des Gesteins.

| | 1 | 2 |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 70.895 | 72.588 |
| $Al_2O_3$ | 14.323 | 13.902 |
| $Fe_2O_3$ | 2.959 | 2.033 |
| CaO | 0.842 | 0.682 |
| MgO | 0.485 | 0.614 |
| $Na_2O$ | 4.163 | 2.871 |
| $K_2O$ | 5.720 | 6.789 |
| $SO_3$, MnO | Sp. | Sp. |
| $H_2O$ (hygrosk.) | 0.104 | 0.149 |
| $H_2O$ (Kristallwasser) | 0.448 | 0.397 |
| | Summa 99.939 | Summa 100.025 |

Überall wo die Berührungsstellen dieses Granitgesteins mit der ladogischen Formation beobachtet werden konnten, so namentlich in der langen Reihe von Abbauen im alten Grubenfelde von Pitkäranta, hat sich mit unzweifelhafter Gewissheit ergeben, dass der Granitgneiss, wie schon A. E. Törnebohm in seiner oben zitirten Arbeit hervorgehoben, die Unterlage der Schieferformation und somit der in letzterer auftretenden Erzlagerstätten bildet; einerseits sind nämlich nirgends Ausläufer dieses Granites in die Schiefer nachgewiesen worden, andererseits fehlen überall da, wo Kalksteinlager in unmittelbare Berührung mit demselben treten, so z. B. im Kalk-

[1]) Vergl. auch die Analyse des Granitgneisses vom Franziska-Schurf in V. Hackmans Arbeit [125, Analyse N:o 31].

bruche von Kaunisniemi und auf der Westseite der Insel Puusunsaari, Erscheinungen, welche als kontaktmetamorphe Einwirkungen des Granites auf den Kalkstein gedeutet werden könnten.

Ein Blick auf die geologische Übersichtskarte mit dem überaus regelmässigen Verlauf der Formationsgrenze des Granitgneisses genügt übrigens, um ohne weiteres einzusehen, dass letzterer kein jüngeres Eruptiv im Vergleich zur Schieferformation sein kann.

Wie man überall im Liegenden der Erzlagerstätten z. B. der Grube 4. Omeljanoff nachweisen kann, bildet der Granitgneiss stets auf weite Erstreckung hin vollkommen ebene Flächen, ein Umstand, welcher mit der ausgeprägt flasrigen, oft schiefrigen Entwicklung des Gesteins an der Aussenseite der genannten Massive zusammenhängt, die überall da in die Erscheinung tritt, wo das Gestein offenbar ganz besonders starken Druckkräften ausgesetzt war.

Dies ist z. B. an der Südspitze der Insel Wuoratschunsaari, sowie auf den kleinen Inseln westlich von derselben der Fall.

Nach der Mitte der Granitmassive zu verliert dagegen der Granitgneiss mehr und mehr sein gneissiges Aussehen und nimmt grobflasrigen bis rein granitischen Habitus an, wovon man sich auf einer Wanderung vom Dorfe Kontu am Ladoga-Ufer zum Nietjärwi-See leicht überzeugen kann.

Zugleich beobachtet man hier, dass das Einfallen des Granitgneisses, welches am Ufer etwa 80° westlich ist, nach Osten zu immer flacher wird, so dass es etwa 2 km im W. vom Nietjärwi-See nur noch c. 10° beträgt, um beim Dorfe gleichen Namens in ein entgegengesetztes, nämlich 50° östlich, überzugehen.

Noch deutlicher tritt dieser kuppelförmige Bau zwischen dem alten und dem neuen Grubenfelde von Pitkäranta hervor, indem ersteres durchweg südwestliches, letzteres dagegen überall südöstliches Einfallen aufzuweisen hat.

Ähnliche, wenn auch nicht immer auf den ersten Blick erkennbare Faltungserscheinungen können südöstlich vom Dorfe Mursula, südlich vom Dorfe Hunttila, auf der Insel Puusunsaari (wie schon A. Gadolin [25] nachgewiesen hat) und bei der kleinen Granitkuppe von Heposelkä festgestellt werden.

Sie berechtigen uns zu der Annahme, dass wir in diesen schön gerundeten, im kleinen den alpinen Zentralmassiven analogen Granitgneisspartieen *die tief denudirten Reste durch seitlichen Gebirgsdruck emporgewölbter Teile der unter der Schieferdecke zusammen-*

*hängenden granitischen Unterlage der ladogischen Formation* vor uns haben.

Die hervorragend schiefrige Entwickelung des Granitgneisses in der Nähe des Kontaktes mit der Schieferformation, als die am stärksten gepressten Partieen der Massive, findet dadurch eine ungezwungene Erklärung.

Die Kartenskizze Fig. 6. stellt einen Versuch zur Rekonstruktion der Formationsgrenze des Granitgneisses auf Grund der oben über die Tektonik der Umgebung von Pitkäranta angeführten Auffassung dar, und zwar vor dem Empordringen des Rapakiwigranites gedacht.

Danach hätten wir eine nördliche, sowie eine südliche Reihe von Antiklinalen, alle mit nahezu nordsüdlich streichenden Achsen, zu unterscheiden.

Zu ersterer wären die Massive von Mursula, Hunttila Pitkäranta und Winberg, zu letzterer die von Wuoratschunsaari, Puusunsaari, Heposelkä, Uuksu und Lupikko zu rechnen.

Die Formationsgrenze des Granitgneisses bildet eine zusammenhängende Folge äusserst regelmässiger Ein- und Ausbuchtungen, wie sie in gleich schöner Ausbildung wohl selten im Grundgebirge anzutreffen sein dürften.

Die Verbindung dieser Antiklinalen untereinander wird durch die Muldenbiegungen in den Buchten von Mursulanlahti, Haukkalahti und Koirinojanlahti, sowie die Wendung vermittelt, welche sich vor der Eruption des Rapakiwigranites etwa in der Gegend des Kangaslampi-Sees zwischen den Massiven von Pitkäranta und Winberg befunden haben dürfte.

Im Gebiete der südlichen Reihe der Granitgneissmassive liegen dagegen die Verhältnisse weniger klar.

Hier lassen sich die Muldenbiegungen nur etwa westlich vom Dorfe Uuksu und in der Gegend der Bucht von Hepolahti einigermassen rekonstruiren, während es, namentlich was das Umlaufen der Schichten zwischen dem Festlande und den Inseln betrifft, mehr oder minder Auffassungssache sein dürfte, wie man sich die Verbindung der einzelnen Massive vorstellt.

Jedenfalls ist es wohl klar, das wir im Erzgebiete von Pitkäranta zwei Reihen im wesentlichen in der W-O Richtung (C—D in Fig. 6.) zusammengedrängter Falten vor uns haben. Die Scheitellinien dieser beiden Faltenketten sind schwach gegen einander geneigt.

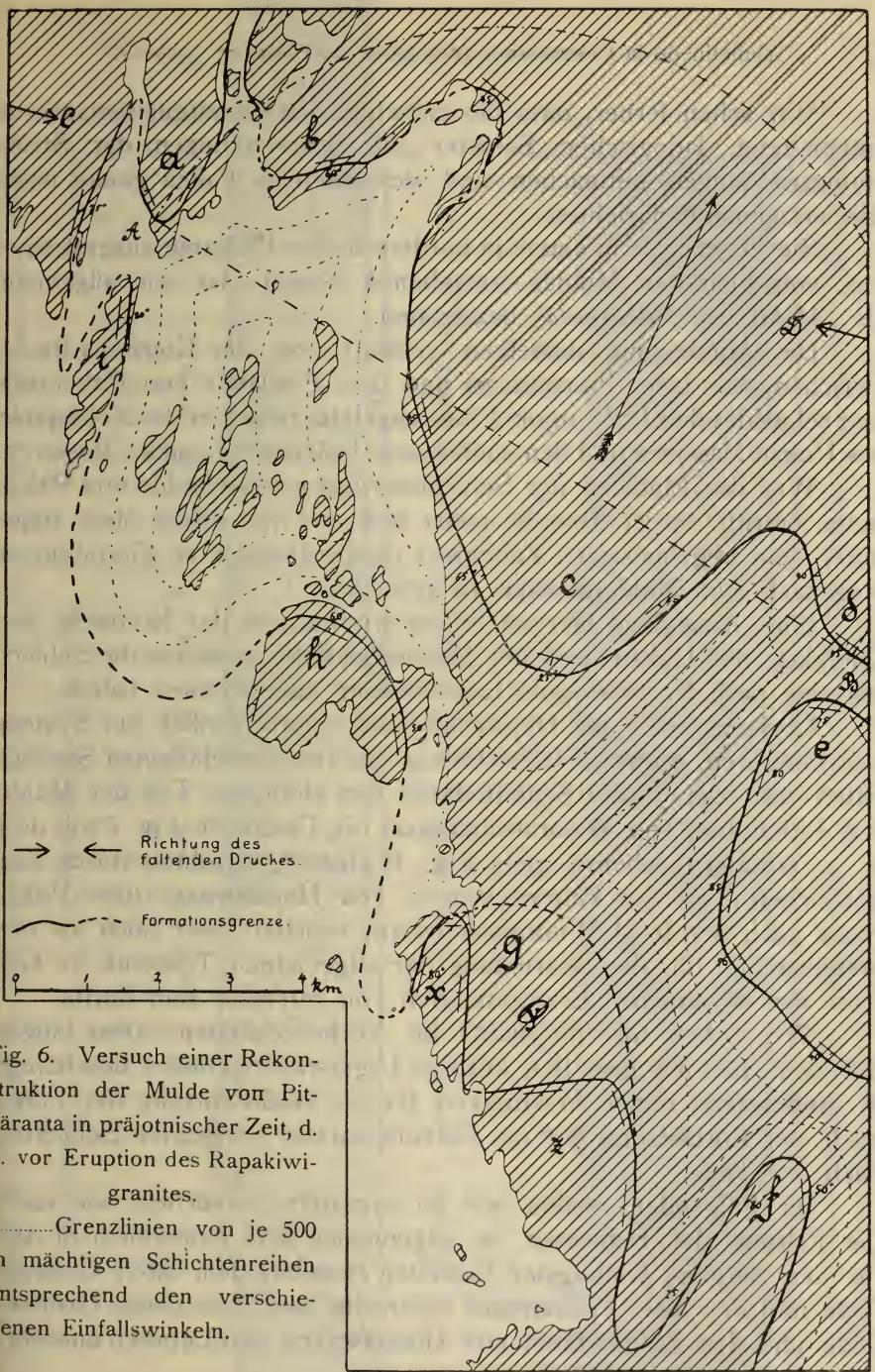



Fig. 6. Versuch einer Rekonstruktion der Mulde von Pitkäranta in präjotnischer Zeit, d. h. vor Eruption des Rapakiwigranites.

.....Grenzlinien von je 500 m mächtigen Schichtenreihen entsprechend den verschiedenen Einfallswinkeln.

a = Granitgneissmassiv von Mursula.
b = " " " Hunttila.
c = " " " Pitkäranta.
d = " " " Winberg.
e = " " " Lupikko.
f = Granitgneissmassiv von Uuksu.
g = " " " Heposelkä.
h = " " " Puusunsaari.
i = " " " Wuoratschunsaari.
x, y, und z = Spezialfalten des Heposelkä-Massivs.

Wir sehen ferner, dass die zwischen den Granitgneissmassiven eingefalteten ladogischen Schiefer alle Schwenkungen der Streichungsrichtungen mitmachen und sich auch im Fallen genau nach den erstgenannten richten.

*Die Mulde von Pitkäranta.*

Sie liegen also in einem in nordwestlicher Richtung ausgestreckten, von kleineren Mulden umgebenen Bassin, das wir allgemein als *„Mulde von Pitkäranta"* bezeichnen.

Die Muldenlinie derselben verläuft von der Koirinoja-Bucht zwischen der Insel Puusunsaari und dem Festlande von Pitkäranta und schneidet den Uuksunjoki-Fluss ungefähr zwischen der Nordspitze des Uuksu-Massives und den südlichsten Teilen des Lupikko-Massives.

Was das Einfallen der Schichten rings um die Mulde von Pitkäranta betrifft, so ist dasselbe meist steil und wie schon oben angeführt dem regelmässigen Faltenbau entsprechend vom Granitgneiss weg nach dem Muldentiefsten zu gerichtet.

Eine Ausnahme hiervon finden wir nur auf der Nordseite der Lupikko-, der Uuksu- und der Heposelkä-Falte, woselbst die Schichten eine nach N. überkippte Lagerstellung angenommen haben.

Übrigens stellt die Heposelkä-Falte wahrscheinlich ein System von mehreren, teilweise fächerförmig zusammengeschobenen Spezialfalten dar; der ideale Schnitt durch den südlichen Teil der Mulde von Pitkäranta, von Wuoratschunsaari bis Uuksu, in Fig. 7 soll dies u. a. erläutern; ebenso giebt Fig. 8 einen Querschnitt durch den nördlichen Teil des Faltensystemes, von Hopunwaara über Pitkäranta nach der Insel Wuoratschunsaari, welcher mehr noch als der erstgenannte für die Beurteilung der allgemeinen Tektonik im Gebiete der eigentlichen Erzlagerstätten von Interesse sein dürfte.

Wir haben uns überhaupt im Vorhergehenden etwas länger mit dem tektonischen Bau unseres Lagerstättengebietes beschäftigt in Anbetracht seiner Wichtigkeit für die Beantwortung der Frage nach der Fortsetzung der die Erzvorkomnisse bergenden Schichten nach der Tiefe.

Im Folgenden wollen wir zu ermitteln versuchen, wie stark die Faltung der Schichten im allgemeinen und namentlich in den für den Bergbau wichtigsten Gebieten zwischen dem alten Grubenfelde und der Insel Puusunsaari einerseits, und dem neuen Grubenfelde und den Erzdistrikten von Hopunwaara- und Lupikko andererseits, gewesen sein dürfte.

Unter der Annahme, dass bei den Faltungsvorgängen in den tieferen Teilen der Erdkruste die Grösse der wirkenden Druck-

Fig. 7. Idealer Schnitt durch die südlichen Teile der Mulde von Pitkäranta von Wuoratschunsaari bis Uuksu.

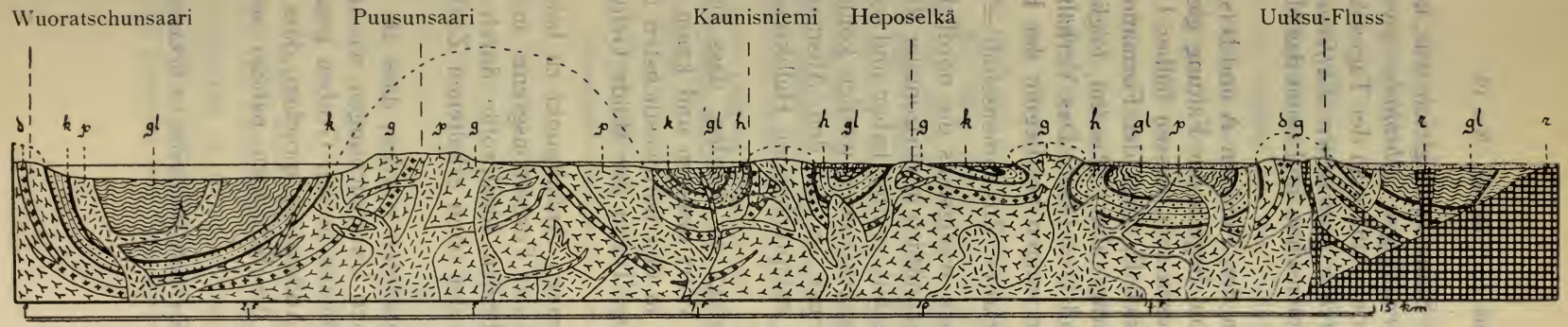
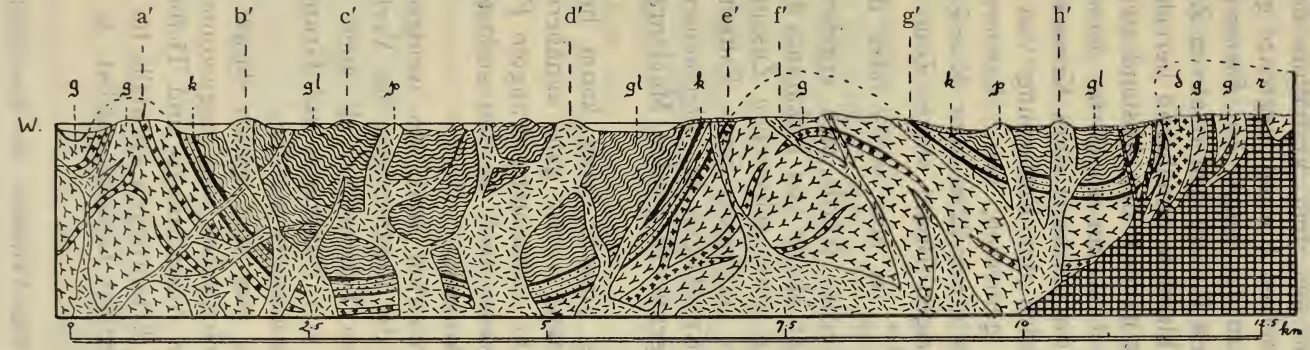



Fig. 8. Idealer Schnitt durch die Mulde von Pitkäranta längs der Franziska-Kluft.




a′ = Wuoratschunsaari. b′ = Paimiosaari. c′ = Putkisaari. d′ = Wihkimäsaari. e′ = Grube 3. Omeljanoff. f′ = Schurf Franziska. g′ = Grube 2. Herberz. h′ = Hopunwaara-Berg.

g = Granitgneiss. d = Dioritschiefer. k = Kalkstein bezw. Skarn. h = Hornblendeschiefer. gl = Glimmerschiefer. p = Pegmatit. r = Rapakiwigranit.

kräfte in horizontalem und vertikalem Sinne etwa gleich war, können wir aus dem Verhältnis des *geradlinigen Abstandes* zweier auf derselben Formationsgrenze gelegener Punkte an der Tagesoberfläche zu der *längs der Formationsgrenze gemessenen Entfernung* derselben Punkte den relativen Zusammenschub und somit das Mass der Muldentiefe annähernd berechnen.

Ist nämlich der Abstand zwischen den Punkten A und B (s. d. Fig. 6) 11.35 km, so dürfte derselbe bei Beginn der Faltung gleich dem D(urchmesser) eines Kreises gewesen sein, dessen halber Umfang gleich der Entfernung von A nach B, längs der Formationsgrenze gemessen, war. Letztere beträgt aber 22.25 km, folglich: R(adius) $\times \pi = 22.25$ oder $R = 7.08$ und $D = 14.16$. Das Verhältnis der jetzigen Breite obiger Zone zu derjenigen bei Beginn der Faltung $\frac{11.35}{14.16}$ ist also $= 0.8$ oder der relative Zusammenschub $= {}^4/_5$.

Hieraus würde sich ergeben, dass wenigstens die nördlichen Teile der Mulde von Pitkäranta durchschnittlich in horizontaler Richtung nur einen schwachen Zusammenschub erlitten haben und somit auch in vertikalem Sinne Faltenteile angenommen werden können, deren Kreisbögen im allgemeinen kleiner als die den Abständen der gegenüberliegenden Muldenränder entsprechenden Halbkreise [1]) sind.

Es braucht wohl kaum hinzugefügt zu werden, dass obige Berechnungen nur ganz annähernden Wert besitzen und kaum für die dicht zusammengedrängten Falten in den nordwestlichsten und stellenweise auch in den südöstlichsten Teilen der Mulde Geltung haben können.

Immerhin sind, um wenigstens einen Anhaltpunkt zu haben, sowohl die Ergänzungen des Verlaufes der Formationsgrenze in der südlichen Faltenreihe, als auch die beiden Idealprofile durch die Mulde von Pitkäranta auf Grundlage der oben erhaltenen Zahlenwerte konstruirt worden.

Es mag hier gleich darauf hingewiesen werden, dass die bei den geologischen und magnetometrischen Untersuchungen, wie auch bei den Ausrichtungs- und Tiefbohrarbeiten in den Gruben gesammelten Erfahrungen ebenfalls für die Auffassung sprechen, dass im vorliegenden Gebiete, selbst da wo die Schichten nahezu senk-

[1]) Das Verhältnis des Kreisdurchmessers zum Halbkreise ist bekanntlich $= 0.6366$.

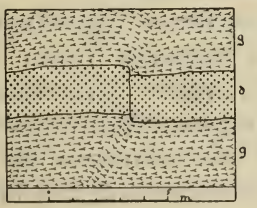
recht stehen oder gar überkippt sind, überall nur verhältnismässig flache Mulden zwischen den Granitgneissmassiven anzunehmen sind.

So kann, um nur ein Beispiel zu nennen, mit gutem Grunde die die Massive von Mursula und Hunttila verbindende Muldenbiegung, wie wir später bei der Schilderung der Schieferformation zu erörtern haben werden, zwischen die kleinen Inseln Kuusikkosaari und Turkkisaari verlegt werden, obgleich die hier steil aufgerichteten nur 3—400 m von einander abstehenden Granitgneisslagen zu beiden Seiten der Haukkalahti-Bucht auf tief eingeklemmte Muldenteile zwischen denselben schliessen lassen würden.

Wir erwähnten oben die ausgeprägt gneissähnliche Beschaffenheit des Granitgneisses an der Südspitze der Insel Wuoratschunsaari und auf den kleinen Inseln westlich davon.

Auf den glattpolirten Felsen beobachtet man hier oft im Gestein die zartesten mit kleinsten Faltenverwerfungen verbundenen Fältelungen und Kräuselungen der Schichten. Die im Granitgneiss aufsetzenden Dioritgänge sind dagegen nicht gefaltet, sondern in scharfkantige mehr oder weniger an einander verschobene Bruchstücke zerdrückt, um welche sich die Gneissschichten allen Unebenheiten der ersteren folgend herumwinden. (s. Fig. 9.) Wir werden solchen Ungleichheiten im Verhalten der verschiedenen Gesteine zum Gebirgsdrucke noch vielfach in den eigentlichen Grubenfeldern begegnen.

Fig. 9. Verschiebung eines Dioritganges in gefaltetem Granitgneiss. (Kleine Felseninsel westlich von der S. Spitze der Insel Wuoratschunsaari).




g = Granitgneiss, d = Diorit.

Obige Erscheinung ist nun verschiedentlich so gedeutet worden, als ob der Granitgneiss jünger als der Diorit wäre d. h. Bruchstücke des letzteren in seiner Masse eingeschlossen hätte [8 und 69].

Diese Auffassung liegt umso näher, als die Dioritfragmente häufig im Kontakt mit dem Nebengestein mineralogisch stark verändert

sind, indem die Hornblende meist durch dunklen Glimmer ersetzt ist.

Wie im Erzgebiete von Pitkäranta, so hat sich vielmehr auch überall im südöstlichen Finnland bei den Untersuchungen der geologischen Landesanstalt klar herausgestellt, dass der Granitgneiss, wo er mit anderen Formationen in Berührung tritt, stets das älteste Gestein darstellt.

Er entspricht, worauf wohl zuerst J. J. Sederholm [100] die Aufmerksamkeit gelenkt hat, geologisch wie petrographisch vollkommen dem Eisengneisse des westlichen Schweden, der nach A. E. Törnebohms Ausdruck: „mit zu dem Ältesten gehören dürfte, was überhaupt von der festen Masse der Erde bekannt ist". [1])

Und den Granitgneiss Ost-Finnlands betreffend sagt Sederholm: [102].

„Es dürfte keine einigermassen ausgedehnte Formation von sicher sedimentären Schiefern geben, welche *älter* als diese Granitformation wäre". Es scheint ihm daher die Annahme nicht abenteuerlich, dass hier Teile der ersten Erstarrungskruste der Erde vorliegen könnten.

*Dioritschiefer.*

Unser Granitgneiss ist somit sicher präladogisch und dasselbe gilt, wie hier bewiesen werden soll, von dem obenerwähnten, innerhalb der Granitgneissmassive in ungeheueren stockförmigen Massen und mächtigen Gängen auftretenden Dioritschiefer [2]).

Die geologische Übersichtskarte kann nur einen annähernden Begriff von der Verteilung dieser Gesteinsart im vorliegenden Gebiete geben, welches aus Mangel an Zeit hauptsächlich nur in der Nähe der Berührungsstellen der Granitgneiss-mit der Schieferformation genauer untersucht werden konnte.

Sicher werden bei späteren Spezialuntersuchungen in der Gegend, namentlich in den mittleren Teilen der Granitmassive solche Dioritvorkommen noch in weiter Verbreitung nachgewiesen werden; die auf der Karte eingetragenen Aufschlüsse dürften jedoch genügen, um die Art und Weise des Auftretens der ersteren zu beleuchten.

Dieser präladogische Diorit soll uns hier bei seiner Wichtigkeit für die Beurteilung der Schichtenfolge in den Erzgebieten rings um die Mulde von Pitkäranta näher beschäftigen.

---

[1]) Upplysningar till geologisk öfversiktskarta öfver Sveriges berggrund. Sv. geol. undersökn. Ser. Ba. N:o 6.

[2]) Nach einer von H. Berghell ausgeführten Analyse eines geologisch analogen Gesteins aus der Gegend von Impilaks handelt es sich nach V. Hackman um einen umgewandelten Diabas [125, Analyse N:o 49].

Einer der besten Beobachtungspunkte des Gesteins befindet sich auf dem Festlande nordöstlich von der Insel Makamo, wo ein in NO. streichender, etwa 2 m mächtiger, vielfach verworfener und von Pegmatitgängen durchbrochener Dioritgang den Granitgneiss nahezu winkelrecht zur Schieferung, die hier sehr deutlich ausgeprägt ist und mit etwa 45° nach SW. einfällt, durchschneidet.

Der Gang wurde in allen Einzelheiten im Masstabe 1:800 eingemessen. Die auf c. $^1/_3$ verkleinerte Karte desselben ist in Fig. 10 wiedergegeben und stellt ein recht naturgetreues Bild der Verhältnisse an diesem Aufschlusse dar.

Eigentümlich ist nun, dass auch der Diorit des Ganges flasrig bis schiefrig deformirt ist; die Schieferungsebene desselben weicht aber stellenweise ganz bedeutend von der des Granitgneisses ab.

Längs des Ufers streicht nämlich der Dioritschiefer parallel der Schieferung des Granitgneisses, nimmt jedoch in seiner gangförmigen Fortsetzung eine den Salbändern parallele Schieferung bei steil östlichem Einfallen an, welches ungefähr auf dem höchsten Punkte des Berges (38 m über dem Ladoga-See) allmählich in ein entgegengesetztes Fallen übergeht; hierbei lenkt die Schieferung des Diorites immer mehr in die des Granitgneisses ein, sodass sie auf der Nordseite des Berges, woselbst der Gang etwas verdrückt und S-förmig gefaltet erscheint, beinahe winkelrecht zum Gangstreichen steht.

Diese vielfachen Wechsel der Schieferungsrichtung müssen wir als Resultat der durch die Gangspaltenwände unter Veränderung der Druckrichtung auf den Diorit ausgeübten Pressungen deuten.

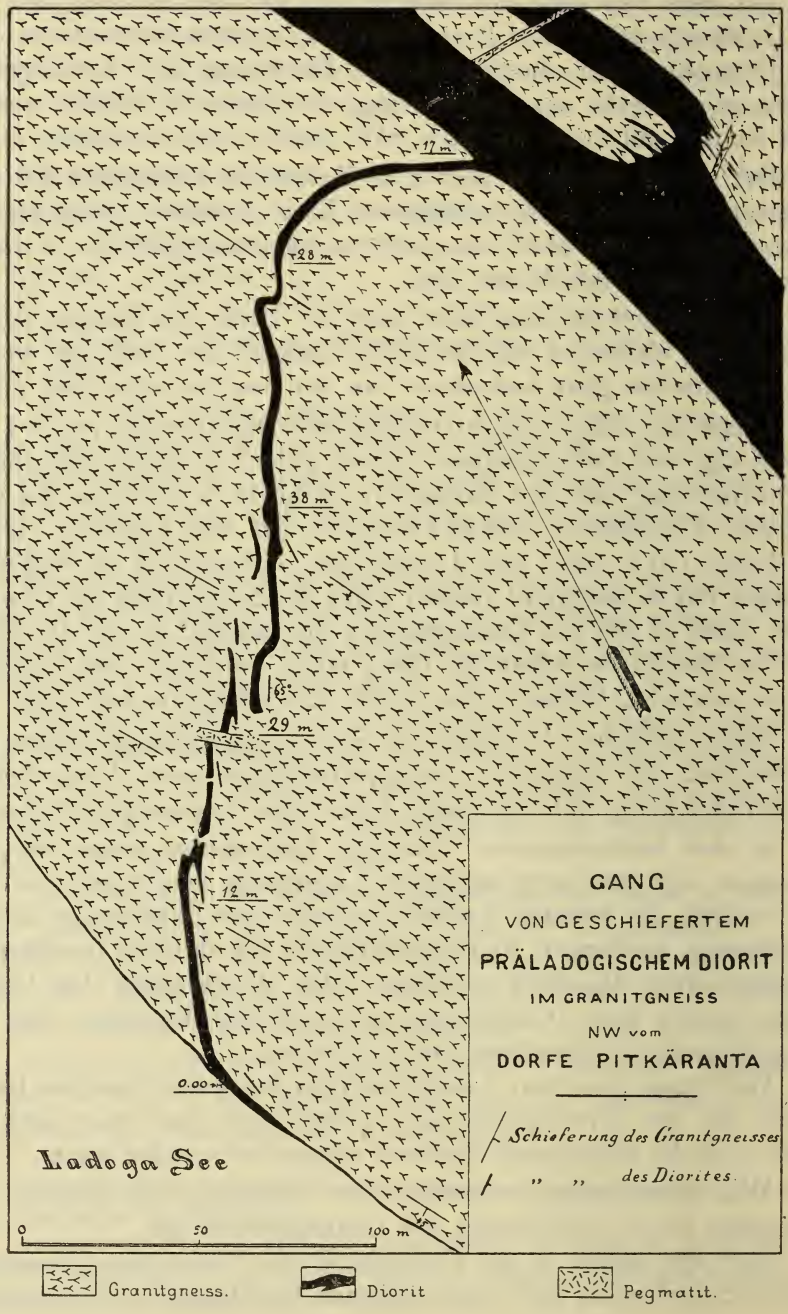
In der nordöstlichsten Ecke der Kartenskizze sehen wir den Dioritgang sich mit einem mächtigen Lagergange vereinigen, von dem aus vielfach die feinsten Ausläufer parallel der Schieferung in den Granitgneiss eindringen und dem letzteren ein dunkles hornblendegneissähnliches Aussehen verleihen. Die Fortsetzung des Lagerganges, sowie seine Gabelungen in nördlicher Richtung sind aus der geologischen Übersichtskarte zu ersehen.

Hier kann nun kein Zweifel darüber herrschen, dass der Diorit jünger als der Granitgneiss ist; es fragt sich nur, ob er auch als jünger wie die ladogischen Schiefer angesehen werden kann.

Wie oben gesagt, schwenkt der Dioritgang am Seeufer als Lagergang in die Schieferung des Granitgneisses ein.

Auf der genau in der Fortsetzung des Dioritganges liegenden kleinen Schieferinsel sind auch nirgends Dioritgänge zu beobachten,

Fig. 10.


17 m
28 m
38 m
29 m
12 m
0.00 m
Ladoga See
0
50
100 m
GANG
VON GESCHIEFERTEM
PRÄLADOGISCHEM DIORIT
IM GRANITGNEISS
NW vom
DORFE PITKÄRANTA
Schieferung des Granitgneisses
" " des Diorites.
Granitgneiss.
Diorit
Pegmatit.

es ist daher wahrscheinlich, dass ersterer einerseits mit dem bis etwa in die Mitte des alten Grubenfeldes hinein im Liegenden auftretenden Dioritschiefer, andererseits mit den in den obersten Teilen der Granitgneissformation beim Dorfe Kontu, sowie auch um die Koirinoja-Bucht herum auftretenden Schichten des gleichen Gesteins zusammenhängt. In letzterem Gebiete kann man auch sehr gut beobachten, wie die Dioriteinlagerungen sich allen Biegungen der Muldenwendung anschmiegen, eine Erscheinung, welche ebenso wie die parallel der Granitgneissgrenze auf der Insel Puusunsaari und an der Nordspitze des Lupikko-Massives eingelagerten Dioritschieferpartieen darauf hindeuten, dass der Granitgneiss schon vor Beginn der Faltung einen gewissen Grad von Parallelstruktur besessen haben muss.

Nirgends in unserem Gebiete treten ferner innerhalb der ladogischen Schieferformation dioritische Gesteine auf, welche mit unserem präladogischen Diorit parallelisirt werden könnten.

Die untersten Teile der ladogischen Schieferformation haben allerdings auf den ersten Blick zuweilen eine grosse Ähnlichkeit mit demselben, bei näherer Prüfung erkennt man jedoch, dass jene Gesteine sich sowohl petrographisch als auch genetisch wesentlich von einander unterscheiden.

In Folge dieser Ähnlichkeit ist daher zuweilen der schon erwähnte im Liegenden der westlichen Gruben des alten Feldes von Pitkäranta auftretende Dioritschiefer, u. a. auch von A. E. Törnebohm, der das Gestein „gneissigen Hornblendeschiefer" nennt, zu den „dunklen kristallinen Schiefern" des Hangenden gerechnet und ferner der untere Lagerzug des alten Grubenfeldes, sowie der obere des Lupikko-Feldes, als zu demselbe geologische Niveau gehörig angesehen worden.

Obgleich diese Verwechselung für die allgemeine Auffassung der Geologie der Gegend von geringer Bedeutung ist, hat sie sich bei den Untersuchungs- und Vorrichtungsarbeiten in den Gruben doch mehrfach unangenehm fühlbar gemacht.

So war der Schacht 2. Meyer (s. Fig. 17) schon lange vor Beginn des lebhafteren Bergbaus daselbst in der Mitte der 80 er Jahre, vermutlich während der Zeit der „Pitkäranta-Compagnie", etwa 20 m in Schiefer abgeteuft, von der Schachtsohle aus beiderseits Feldstrecken und von diesen Querschläge und Bohrlöcher *ins Liegende* vorgetrieben worden, ohne dass der vermutete „Erzgang" im Kontakt von Schiefer und Granitgneiss angetroffen wurde, bis 1888 mittels Diamantbohrungen *ins Hangende* des Schachtes das 12 m mäch-

tige reiche Kupferkiesvorkommen erbohrt wurde, welches so wesentlich zur Steigerung der Kupfer- und Silberproduktion anfangs der 90 er Jahre beigetragen hat.

Wie Schacht 2. Meyer, so kam auch Albrechts Schurfschacht (s. Fig. 1), der später s. g. Schacht 3. Meyer, vom Jahre 1846 offenbar zu weit ins Liegende, d. h. in den Dioritschiefer, zu liegen woher auch, wie wir im geschichtlichen Abschnitte dieser Arbeit gesehen, der Bergmeister bei der Besichtigung kein Erz in dem geförderten Gestein nachweisen konnte.

Der Dioritschiefer unterscheidet sich auch in seinem Auftreten im allgemeinen von dem Hornblendeschiefer der ladogischen Formation. Es fehlt ihm vor allem die Niveaubeständigkeit des letzteren; er tritt vielmehr meist, wie wir sahen, fleckenweise in mehr oder weniger langgestreckten linsen-oder gangförmigen Partieen mitten im Granitgneiss oder oft ganz unvermittelt im Liegenden der Erzlagerstätten, z. B. in Grube 4. Omeljanoff, auf, um in der Feld-, wie in der Fallrichtung bald wieder zu verschwinden.

So bildet er auf der Ostseite des Förderschachtes 4. Omeljanoff etwa 30 m unter Tage bis in die Nähe des Toiwo-Schachtes (s. Fig. 20) und etwa 50 m dem Einfallen der Lagerstätte entlang nach allen Richtungen auskeilend stellenweise in mehreren Metern Mächtigkeit das Liegende der Grube; auch auf der Westseite des Schachtes sind wenige dm mächtige Schieferplatten von geringer seitlicher Ausdehnung hie und da am Granitgneisse dem Skarnlager zunächst angebrochen, Ausläufer in das letztere jedoch ebensowenig beobachtet worden, wie in den nordwestlichen Gruben, wo der Dioritschiefer von Grube 1. Schwartz bis zur Franziska-Kluft bei 5 bis 15 m Mächtigkeit als konstanter Begleiter im Liegenden der Gruben auftritt.

In der Mitte der Granitgneissmassive, wie z. B. beim Dorfe Koiwuselkä, nordwestlich vom Nietjärwi-See, und an vielen anderen Stellen besitzt das Dioritgestein mehr massigen Charakter. Es stellt hier einen grobkörnigen, wesentlich aus frischen, dunkelgrünen Hornblendeindividuen, breitleistenförmigem Plagioklas und etwas Glimmer und Quarz zusammengesetzten Amphibolit dar.

Wo nun die Schichten des Granitgneisses flach liegen, wie z. B. nordwestlich vom Nietjärwi-See, weicht auch die Neigung der Dioritbetten nur wenig von der Horizontalen ab und mit der Annäherung an die Schieferformation nimmt auch die Schieferung des Diorites in demselben Masse wie die des Granitgneisses zu; wie bei dem letz-

teren ist somit auch der Grad der Schieferung des Amphibolites z. T. von der relativen Lage desselben innerhalb der Zentralmassive abhängig.

Fassen wir das oben Gesagte zusammen!

Im Vorhergehenden haben wir gesehen, dass die unmittelbare Unterlage der ladogischen Schieferformation einesteils aus gneissigem Granit, anderenteils aus schiefrigem Feldspatamphibolit besteht, welcher letztere jünger als der Granitgneiss ist und in den meisten Fällen eine den Schieferungsfugen des letzgenannten parallele Anordnung der Gemengteile angenommen hat, wodurch das Gestein zumal bei feinerem Korn leicht mit den Hornblendeschiefern der ladogischen Schieferformation verwechselt werden kann.

Aus dem gangförmigen Auftreten und der unregelmässigen, fleckenweisen Verteilung der Dioritschieferpartieen *ausschliesslich* im Liegenden der Schieferformation und ferner dem Mangel jeder kontaktmetamorphen Einwirkung dieser Amphibolite auf die untersten Kalksteinschichten der ladogischen Schieferformation z. B. auf der Westseite des Granitgneiss-Massivs von Kaunisniemi, kann geschlossen werden, dass dieselben älter als die ladogischen Schiefer sein müssen.

Wahrscheinlich entsprechen unsere präladogischen Diorite einer bestimmten Gruppe der von B. Frosterus [113] aus den nördlicheren Teilen der grossen ostkarelischen Granitgneissformation beschriebenen hornblendegneissähnlichen Gesteine, deren älteste Glieder aber im genannten Gebiete nach seiner Ansicht nicht scharf von den ihnen äusserst ähnlichen jüngere Amphiboliten getrennt werden können.

Wie dem auch sein mag sind den Hyperiten im Eisengneisse Schwedens vollkommen entsprechende, aber viel massenhafter als dort auftretende basische Eruptivgesteine katarchäischen Alters im Granitgneisskomplexe des südöstlichen Finnland eine weitverbreitete Erscheinung, eine Tatsache, die notwendigerweise bei der Deutung der Entstehung der ladogischen Schieferformation, in deren untersten kalkreichen Schichten ja u. a. die Erzvorkommen von Pitkäranta und Umgegend aufsetzen, berücksichtigt werden muss. Hierüber wird noch weiter unten die Rede sein.

## Die erzführende ladogische Schieferformation.

Wie die Übersichtskarte erkennen lässt besteht die Hauptmasse der in unserem Lagerstättengebiete zwischen die Granitgneissmassive eingefalteten ladogischen Schieferkomplexe aus Glimmerschiefern, welche häufig durch reichliche Aufnahme von Feldspat in Glimmergneisse, weniger allgemein durch Überhandnehmen des Quarzes in glasigen Quarzit übergehen und für unsere Erzvorkommen nur von ganz untergeordneter Bedeutung sind.

Besondere Beachtung verdient dagegen eine im Liegenden der genannten Glimmerschieferformation eingeschaltete, 100 bis 300 m mächtige Zone von mittel-bis feinkörnigen Hornblendeschiefern, an deren Basis, nämlich dem Granitgneisse bezw. Dioritschiefer unmittelbar aufgelagert einerseits, und in deren obersten der Glimmerschieferformation zunächst liegenden Teilen andererseits, mehr oder weniger mächtige Lager teils von kristallinem, meist dolomitischem Kalkstein, teils von aus letzterem hervorgegangenem Kalksilikatfels oder s. g. Skarn von wechselnder Zusammensetzung sich den Formationsgrenzen parallel hinziehen.

Ausser diesen beiden genannten Kalk- Skarnhorizonten kommen, wenn auch weniger konstant, in den untersten, mehr strahlsteinschieferähnlichen Partieen der Hornblendeschieferserie meist geringmächtige Kalk-, seltener Skarnlager vor.

*Leithorizonte.*

*Wir haben somit eine untere, mittlere und obere Kalk-Skarnzone zu unterscheiden, und diese drei Leitlager sind in bestimmten Gebieten die Träger unserer Erze.*

Von ausserordentlichem Interesse ist nun die für die Erzbildungen der Gegend so bedeutungsvolle Niveaubeständigkeit der vorgenannten Kalk-Skarnzonen, eine Erscheinung, die im gefalteten, von Eruptivgesteinen des verschiedensten Alters durchflochtenen Grundgebirge wohl nur selten zu finden sein dürfte.

Es muss hier gleich bemerkt werden, dass der Verlauf der Kalk-Skarnzüge, zumal ausserhalb der eigentlichen Grubengebiete, wo keine zusammenhängenden Reihen von Kalkaufschlüssen oder magnetometrischen Kurvenzügen zu Gebote standen vielleicht etwas zu schematisch eingetragen ist; wenn wir aber sehen, wie rings um den südlichen Bogen des Pitkäranta-Massivs und auch in den Grubenfeldern von Hopunwaara und Lupikko (s. d. Spezialkarten über jene Gebiete) sich viele Kilometer in ununterbrochener Folge, teils durch Grubenaufschlüsse, teils durch Beobachtungspunkte, magnetometrische

Messungen und Tiefbohrungen nachgewiesene, mehr oder weniger vererzte Kalk-bezw. Skarnlager hinziehen, sind wir wohl berechtigt, auch an den übrigen Stellen des Gebietes, wo die verschiedenen Schieferzonen untereinander, bezw. mit dem präladogischen Basalkomplex in Berührung treten, das Vorhandensein mehr oder minder mächtiger Kalk-oder Skarnlager zu vermuten.

Hierfür spricht auch der Umstand, dass nirgends in unserem Gebiete unmittelbare Kontakte von Granitgneiss und Hornblendeschiefer oder von letzterem und Glimmerschiefer nachgewiesen werden können, vielmehr ziehen sich stets zwischen den Felsaufschlüssen langgestreckte, breitere oder schmälere, von losen Ablagerungen erfüllte Täler dem Streichen parallel hin.

Wie aus der Übersichtskarte Fig. 11 ersichtlich kommen nach den Untersuchungen der geologischen Landesanstalt von Hornblendeschieferzonen umgebene Zentral-Granitmassive bis nördlich von Sortavala vor, und auch hier sind in den entsprechenden Niveaus der ersteren, d. h. sowohl im Liegenden, wie im Hangenden überall ausgedehnte Kalk- in selteneren Fällen auch Skarnlager [86] ohne Anzeichen von linsenförmigem Auskeilen nachgewiesen worden, ein weiterer Beweis für die im Urgebirge einzig dastehende Horizontbeständigkeit der Hornblendeschiefer- und Kalksteinschichten.

Die jetzige Breite der von Hornblendeschiefergürteln umgebenen Granitgneissmassiv-Gebiete von Sortavala bis Juankoski (s. Fig. 11) in der Richtung des faltenden Druckes, nämlich annähernd W-O, zu rund 50 km angenommen, dürfte die ursprüngliche Breite dieser Schichtentafel bei dem oben berechneten relativen Zusammenschube von 0.8 über 60 km betragen haben, was unter Voraussetzung einer ursprünglichen Ausdehnung derselben von etwa 50 km in nordsüdlicher Richtung eine Fläche von 3.000 Quadratkilometern ergiebt.

*Hornblendeschiefer.*

Was nun vorerst die Mächtigkeit der Hornblendeschieferzonen im Erzgebirge von Pitkäranta betrifft, so schwankt dieselbe zwischen 50 und 300 m; sie ist am geringsten südlich vom Grubenfelde von Lupikko, am bedeutendsten an der Nordspitze des Granitgneissmassivs von Lupikko im Grubenfelde von Hopunwaara und dürfte im eigentlichen Erzgebiete im Mittel c. 150 m betragen.

Ringsum die übrigen, ausserhalb des letztgenannten liegenden Massive ist dagegen die Mächtigkeit der Hornblendeschieferzone meist 200 bis 300 m. Ihre auffallende Mächtigkeit in der Gegend des Faltenkomplexes von Heposelkä ist, wie aus dem Idealprofil

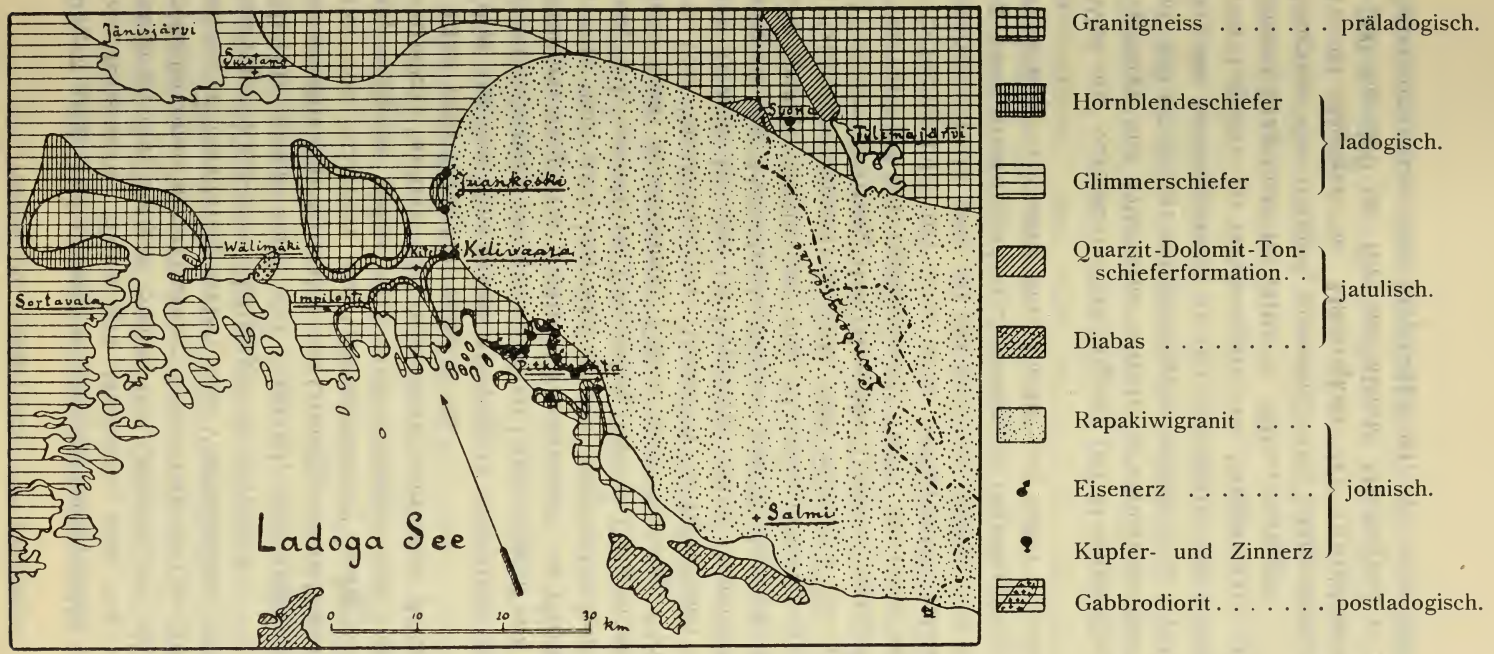



Fig. 11. Übersichtskärtchen der an die Grenze des Ladoga-Rapakiwigranitmassivs gebundenen Erzvorkommen. (Zusammengestellt z. T. nach den Aufnahmeblättern der geologischen Landesanstalt).

Fig. 7 zu ersehen, nur eine scheinbare und durch das rings um die kleine Granitkuppe und auch östlich von derselben vorherrschende ganz flache Einfallen der Schichten bedingt.

Merkwürdig ist ferner die bedeutende Mächtigkeit der Hornblendeschieferserie an der Nordspitze des Lupikko-Massives, woselbst die Schichten nahezu senkrecht stehen. Diese mächtige Entwickelung ist aber wohl nicht ausschliesslich auf eine Stauchung der Schichten infolge der Faltung zurückzuführen, sondern muss z. T. als ursprünglich aufgefasst werden. Hierauf weist u. a. auch die bis zum Grubenfelde von Lupikko hin rings um dass Massiv ganz allmählich abnehmende Schichtenmächtigkeit hin, die sich in der Gegend der grossen Querverwerfung (Franziska-Kluft) zu c. 240 m, da wo der Ristioja-Fluss die Schichten überquert zu c. 170 m, im nördlichen Teile des Lupikko-Feldes zu c. 110 m und im südlichen zu c. 50 m berechnen lässt. Weiter nach O. scheint die Mächtigkeit wieder bis in die Gegend des Uuksunjoki-Flusses zuzunehmen.

Wäre nun die auffallende Verdickung der Schieferschichten am nördlichen Biegungsscheitel des Lupikko-Massivs ausschliesslich eine Folge des faltenden Seitendruckes, so müsste sich letzterer in gleicher Weise auch am Schiefermantel des Winberg-Massivs geltend gemacht haben.

Dies ist jedoch nicht der Fall!

Ein Blick auf die Spezialkarte (Taf. XV) genügt, um zu erkennen, dass die Hornblendeschieferzone rund um den Granitkern des kleinen Massivs von Winberg überall nahezu die gleiche Mächtigkeit besitzt.

Endlich läge die Vermutung nahe, dass zwischen die Schieferschichten eingedrungene grössere Massen von Pegmatit oder Rapakiwigranit erstere auseinandergedrängt hätten und hierdurch eine scheinbar bedeutende Mächtigkeit vortäuschten; aber auch diese Annahme findet in den Felsaufschlüssen des Gebietes keine Stütze, denn sowohl Pegmatit-, als auch Rapakiwigänge kommen hier nur ganz selten und dazu in geringer Mächtigkeit vor.

Bei der Besprechung der Kalk-Skarnvorkommen wird noch mehrfach Gelegenheit sein, auf die eigenartigen Unterschiede in der Mächtigkeit der Schichten hier im Grubenfelde von Hopunwaara zurückzukommen.

Auf die Ähnlichkeit des ladogischen Hornblendeschiefers mit dem präladogischen Dioritschiefer war schon früher hingewiesen worden, dabei aber betont worden, dass die genauere Untersuchung

des Mineralbestandes, wie des geologischen Auftretens beider Gesteine wesentliche Unterschiede ergiebt. Dieselben sollen uns im folgenden etwas näher beschäftigen.

Der typische Hornblendeschiefer ist ein ausgezeichnet schiefriges, mittelkörniges Gestein von grünlichgrauer bis tiefschwarzer Farbe, in welchem sich makroskopisch vorwiegend dünnstenglige bis feinfasrige Hornblende zu erkennen giebt.

U. d. M. erweist sich dieser Schiefer wesentlich aus dunkelgrüner Hornblende mit Quarz und etwas Orthoklas zusammengesetzt. Seltener findet man Plagioklas und Biotit, sowie akzessorisch Titanit, Magnetit, Pyrit und Apatit.

Zuweilen nimmt das Gestein, namentlich in der Nähe von reichlich mit roten Granaten gespickten Granit- und Pegmatitmassen selbst nicht unbedeutende Mengen dieses Gemengteiles auf, so z. B. im Hornblendeschiefergebiete des Dorfes Haukkaselkä, im alten Grubenfelde von Pitkäranta und an vielen anderen Lokalitäten.

An einigen Stellen ist auch reichlich Graphit in den Hornblendeschiefern eingestreut, und zwar meist in der Nähe der mittleren Kalkzone, wie z. B. auf der Insel Puusunsaari, wo gleich nördlich von den beiden kleinen Seen ein grösseres Vorkommen zu finden ist, das früher zeitweise ausgebeutet wurde. Recht bedeutend, wenn auch nach der Tiefe zu nicht aushaltend, ist auch das Graphitvorkommnis im Hangenden der Grube 1. Schwartz; ferner kommt auch hie und da im Stollen Graphit vor. (Taf. XII.) An letzterem Punkte ist der Pegmatit stellenweise von Trümern und Schnüren von Graphit durchzogen, in deren Nachbarschaft der erstere in eine gelbliche Kaolinmasse umgewandelt ist. Diese Graphitbildungen sind offenbar postvulkanischen Ursprungs.

Bei Nuoliniemi und an anderen Punkten des nördlichen Kartengebietes beobachtet man z. T. auch innerhalb der Skarnmassen, sowie im Glimmerschiefer fein eingestreut, Graphitkörner.

In der Nähe der Kalk-Skarnzonen bemerkt man nicht selten eine aus abwechselnden grünlichgrauen und schwärzlichen Lagen bestehende Bänderung des Hornblendeschiefers, welche dadurch entsteht, dass derselbe schichtenweise reich an hellgrünem, mit Titanitkörnern vermengtem Salit und Plagioklas ist.

Dasselbe beobachtet man auch namentlich da, wo das Schiefergestein reichlich von Granit- und Pegmatitlagergängen durchädert ist, und man kann u. d. M. dann deutlich im Schiefer die allmähliche Umwandlung der Hornblende in Salit verfolgen, worauf noch

bei Besprechung der postladogischen Granitgesteine zurückzukommen sein wird.

Nimmt schliesslich das Gestein, wie z. B. in den mittleren Teilen der eigentlichen Hornblendeschieferformation, gelegentlich etwas mehr Plagioklas auf, so kann es, wie schon gesagt, leicht mit dem präladogischen Dioritschiefer verwechselt werden.

*Strahlsteinschiefer.*

Die der untersten Kalk-Skarnzone zunächst liegenden Partieen der Hornblendeschieferserie sind aus mehr Strahlsteinschiefern ähnlichen Gesteinen zusammengesetzt.

Die Mächtigkeit dieser Schichten, welche nur auf den Spezialkarten über die Grubenfelder deutlich hervortreten, auf der geologischen Übersichtskarte dagegen nicht zur Darstellung gebracht werden konnten, übersteigt selten 20 m; meist schwankt sie zwischen 10 und 15 m, sie kann aber auch ausnahmsweise bis auf 2 m herabgehen, in welchem Falle die Strahlsteinschiefer nur schwierig von den Kalksteinlagern der untersten Zone getrennt werden können.

Als Strahlsteinschiefer sind hier die hellgrünen bis rötlichbraunen, hauptsächlich aus Strahlstein, Orthoklas, sowie etwas Glimmer und Quarz und oft auch reichlich Salit bestehenden, meist feinkörnigen Schiefer zusammengefasst, welche mit wenigen Ausnahmen (s. unten) unmittelbar im Hangenden der unteren Kalksteinzüge zu finden sind.

A. Gadolin wies die entsprechenden Gesteine auf der Insel Puusunsaari nach und reihte sie in seine Aktinolithschiefer-Gruppe ein. [25]

Von den eigentlichen dunklen Hornblendeschiefern sind obige Schiefer meist durch ein wenige Meter mächtiges Kalkstein-bezw. Skarnlager — die obengenannte mittlere Kalk-Skarnzone — getrennt, welche, wie wir später sehen werden, für die Anordnung der Erzlagerstätten in unserem Gebiete ebenfalls von nicht geringer Bedeutung ist.

Beim Kalkbruche von Kaunisniemi werden die Strahlsteinschieferschichten durch ein etwa 5 m mächtiges Lager eines grünlichen Quarzites vertreten; die mittlere Kalkzone scheint hier zu fehlen. Gut entwickelt sind die Strahlsteinschiefer dagegen auf der Westseite des Einlaufes in die eigentliche Haukkalahti-Bucht, ferner an der Südspitze des Hunttila-Massives und auf dem Festlande c. 500 m im N. der Insel Naaratsaari.

Ebenso wie die Kalklager sind auch die Strahlsteinschiefer meist so tief denudirt, dass sie in den oben erwähnten Einschnitten

zwischen dem Granitgneiss und dem typischen Hornblendeschiefer einerseits, und letzterem und dem Glimmerschiefer andererseits, nur selten sichtbar werden; jene Täler sind daher meist viel breiter als den im Grunde derselben verborgenen Kalkschichten entsprechen würde.

Strahlsteinschiefer sind, nach den Tagebüchern der Geologen zu schliessen, auch stellenweise um die anderen Granitgneissmassive bis Sortavala hin nachgewiesen worden. So ist z. B. diese Schieferserie sehr schön beim Juankoski-Wasserfall in mindestens 15 m Mächtigkeit aufgeschlossen (s. Fig. 11).

Wir wollen uns jetzt den wichtigsten Gebilden des Erzrevieres, nämlich den Kalk-Skarnzügen, zuwenden.

*Kalkstein bezw. Skarn.*

Ihrer Zusammensetzung nach sind es teils stärker oder schwächer dolomitische Kalksteine mit meist deutlich ausgeprägter, durch den Wechsel hellerer und dunklerer Lagen erzeugter Schichtung, teils hellgrüne, bald feinkörnige, bald grobspatige Salitmassen, denen durchgehends jegliche Spur von Schichtung fehlt. Die Mächtigkeit dieser Kalk-Skarnzonen ist rund um die Faltenbiegungen vielen Schwankungen unterworfen, aber im allgemeinen in den unteren Zonen geringer als in den oberen.

*Die untere Kalkzone.*

Beginnen wir im alten Grubenfelde, so finden wir, dass die *untere Skarnzone* hier 2 bis 14 m Mächtigkeit besitzt, und zwar schwankt letztere von den nordwestlichsten Gruben bis etwa in die Mitte des Grubenfeldes zwischen 6 und 14 m, nimmt von da an immer mehr ab (2 m in d. Grube 4. Klee) und erreicht in den östlichsten Teilen des Feldes wieder etwa 5 m, um schliesslich in ihrer Fortsetzung im neuen Grubenfelde sich durchschnittlich überall auf c. 3—4 m zu halten.

Weitere Aufschlüsse rings um die Mulde von Pitkäranta sind folgende:

Beim Schurfschachte 3. Winberg ist mittels Diamantbohrers eine 12 m mächtige Skarnzone durchteuft worden; recht bedeutend ist dieselbe auch beim Schacht Beck, nämlich 11 m mächtig.

Im Lupikko-Felde liegt nur ein Aufschluss in der unterer Zone vor: Schacht 5. Lupikko. Hier beträgt die Mächtigkeit der Skarnzone 5 m.

An der Nordspitze der grossen östlichen Spezialfalte des Heposelkä-Massivs ist im W. von dem kleinen unbenannten See ein mindestens 10 m mächtiges, nach Norden überkipptes Skarnlager dicht am Granitgneiss aufgeschlossen worden. Die Grenzen desselben

im Hangenden und Liegenden sind durch lose Ablagerungen verdeckt, die genaue Breite des Ausgehenden kann daher nicht bestimmt werden.

Ringsum die kleine Granitkuppe von Heposelkä sind ferner in verschiedenen Schurfschächten und Tagebauen mehrere etwa 15 m mächtige Salit-Granatskarnlager freigelegt worden.

Bei Kaunisniemi ist auf beiden Seiten der kleinen Bucht Harakkalahti und weiterhin bis zum Seeufer gegenüber der Insel Ruhkamosaari ein 8—10 m mächtiges *Kalklager* auf einer Strecke von mehr als 1000 m Länge in mehreren Brüchen bearbeitet worden.

Der grösste derselben ist der sog. Ristiniemi-Kalkbruch, von welchem Fig. 12 einen Grundriss, Fig. 13 ein Querprofil darstellt.

Fig. 12. Plan des Kalkbruches von Ristiniemi.

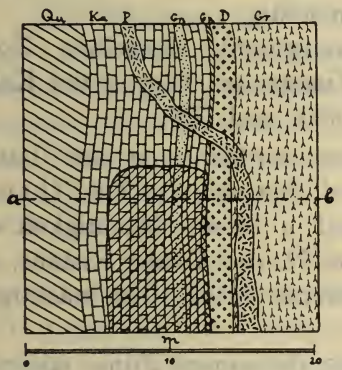
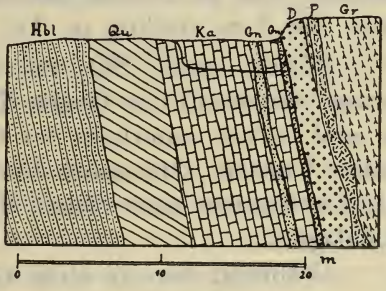



Fig. 13. Querprofil längs a—b in Fig. 12.




Gr = Granitgneiss, D = Dioritschiefer, Gn = Gneiss, Ka = Kalkstein, Qu = Quarzit, P = Pegmatit, Hbl = Hornblendeschiefer.

Es sei hier gleich erwähnt, dass in diesem Gebiete der einzige grössere Aufschluss der Gegend von kristallinem Kalkstein im unteren Leithorizonte vorliegt.

Ein kleineres Vorkommen steht nach A. Gadolin auf der Westseite der Insel Puusunsaari dicht am Granitgneiss als schmales, nur bei niedrigem Wasserstande sichtbares, mit Körnern von Salit und verschiedenen Kiesmineralien eingesprengtes Kalklager an [25].

An allen übrigen Stellen unseres Kartengebietes, wo die untere Zone untersucht worden ist, sind stets nur mehr oder weniger vererzte *Skarnlager* angetroffen worden.

Rund um die Granitgneissmassive von Impilahti und Sortavala sind dagegen nach den Beobachtungen der Geologen der Kommission vorwiegend Kalklager im unteren Horizont nachgewiesen worden, die meist durch eingestreuten Salit, Strahlstein, Glimmer, Quarz, sowie Graphit, Magnetkies und Pyrit verunreinigte sind.

Ganz ausnahmsweise z. B. bei Simboranmäki auf der Südseite des Sortavala-Granitmassivs findet man statt der Kalklager den Skarnlagern der Mulde von Pitkäranta analoge Gemenge von Salit und Granat mit spärlich eingesprengten Erzen im unteren Lagerhorizonte vertreten [86].

*Die obere Kalkzone.*

Die Mächtigkeit des *oberen Kalk-Skarnhorizontes* ist, wie schon hervorgehoben wurde, im allgemeinen bedeutender, als die des unteren Niveaus.

Im nordwestlichsten Teile des alten Grubenfeldes ist ersterer von der Grube Edward Meyer (s. Taf. XII. Edward Meyer.) aus durchbohrt worden. Er ist hier 15 m mächtig.

Der nächste, östlichere Beobachtungspunkt derselben Zone befindet sich im Stollen unterhalb der Zinngrube. Hier ist der Kalkstein nur 5 m mächtig (s. Taf. XII. Stollen und [73]).

Weiter nach SO. ist diese Zone nördlich von der Landstrasse unterhalb der Grube Toiwo (s. d. Spezialkarte Taf. XI.) in 9 m und ferner unterhalb der Grube Paul in 14 m. Mächtigkeit erbohrt worden; schliesslich finden wir im N. der Grube Ristaus, an der Landstrasse nach Salmi, das Ausgehende eines 10 m mächtigen Kalklagers.

Während also im alten Grubenfelde die untere Zone, wie wir sahen, in mehr als $2^1/_2$ km Länge von der Grube 1. Schwartz bis zur Grube 1. Klee ausschliesslich aus Skarn besteht, ist dagegen die ihr parallele obere Zone eine ausgesprochene Kalksteinzone.

Dieselbe Erscheinung haben wir in neuen Grubenfelde vor uns, wenn auch die Zahl der Aufschlüsse hier viel geringer ist.

Die Querprofile über die mit den dortigen Bohrlöchern und Schächten durchfahrenen Schichten zeigen nämlich, dass die obere Zone aus mehr oder weniger vererzten, 6—8 m mächtigen Kalklagern aufgebaut ist, während die untere überall aus Skarn besteht.

Die grösste Mächtigkeit der oberen Zone, nämlich 31—38 m finden wir im Klara-Erzzuge im Grubenfelde von Hopunwaara.

Die obere Zone des Winberg-Massivs ist nur teilweise im Schurfschacht 1. Winberg aufgeschlossen; nach den magnetomet-

rischen Karten zu urteilen kann sie aber im ganzen nur 12 bis 15 m mächtig sein.

Im Grubenfelde von Lupikko beträgt die Breite der oberen Kalkzone ebenfalls nur 12 bis 13 m, d. h. $^1/_3$ der Mächtigkeit derselben Schichten im Klara-Erzzuge des Grubenfeldes von Hopunwaara.

Das etwa 1 m mächtige Lager zwischen der Hornblende- und Glimmerschieferformation auf dem Festlande gegenüber der Insel Ruhkamosaari, also der obere Horizont, besteht aus derbem, feinkörnigem Salit mit Spuren von Schwefelkies. Das Vorkommen ist durch einen kurzen Stollen vom Ufer aus, wahrscheinlich in den ältesten Zeiten des Bergbaubetriebes, aufgeschlossen worden. Ein ebensolches Salitskarnvorkommen, aber von c. 10 m Mächtigkeit, wurde ferner etwa 1 km nordöstlich von der Granitkuppe von Heposelkä auf der N.-Seite des Ristioja-Flusses zwischen dem Glimmer- und Hornblendeschiefer erbohrt.

Die Mächtigkeit der oberen Zone wechselt überhaupt, soweit dies nach den im Vergleich zu denen der unteren Zone weniger zahlreichen Aufschlüssen im oberen Horizonte beurteilt werden kann, ebenfalls recht bedeutend.

Wenden wir uns nun den nördlicheren Teilen des Kartengebietes zu, so haben wir dort auch nur eine geringe Anzahl Aufschlusspunkte zu verzeichnen.

So kommt auf der Westseite der kleinen Insel Ridatschusaari, nur bei niedrigem Wasserstande sichtbar, etwas unreiner Kalkstein und ferner an der Südspitze der Landzunge von Nuoliniemi ein etwa 2 m breites Lager von blaugrauem, mittelkörnigem Kalkstein vor. Beide Aufschlüsse müssen zur oberen Kalk-Skarnzone gerechnet werden, ebenso wie das Skarnvorkommen am Nordufer der Insel Puusunsaari, gegenüber der Insel Nurmisaari, woselbst, auch nur bei sehr niedrigem Wasserstande, eine wenige m breite Schicht von Salitskarn zu sehen ist [25].

*Die mittlere Kalkzone.*

Schliesslich bleibt noch die mittlere Kalk-Skarnzone zu erwähnen. Wie die Spezialkarte über das alte Grubenfeld Taf. XI. und die bezüglichen Querprofile auf Taf. XII und in Fig. 17 angeben, sind diese Schichten stets im Hangenden der Strahlsteinglimmerschieferserie, und zwar meist als wenige m mächtige Kalklager bei den Untersuchungsarbeiten und ebenso auch in den Schächten und Bohrlöchern des neuen Grubenfeldes nachgewiesen worden. (Vergl. das Querprofil des Schachtes 2. Herberz, welcher in der mittleren Kalk-

zone angesetzt ist und durch die untere Zone bis auf den Granitgneiss niedergeht.)

Im neuen Grubenfelde ist ausnahmsweise die mittlere Zone, nämlich im Bohrloche nördlich der Grube 2. Herberz, als Skarnlager entwickelt.

Am Winberg-Massiv ist die mittlere Zone in dem 150 m südwestlich vom Schurfschachte 3. Winberg, in N-S-Richtung, winkelrecht zum Schichteneinfallen niedergebrachten Bohrloche als einige Meter mächtiges Kalklager nachgewiesen worden.

Ferner ist auch der Schurfschacht Beck in der mittleren Kalkzone angesetzt (S. Fig. 17).

Auf der Insel Puusunsaari entspricht der im Hangenden der Aktinolitschiefergruppe A. Gadolins folgende „magnesiahaltige Kalkstein" offenbar der mittleren Kalkzone [25].

Auf der Ostseite der kleinen in die Nordspitze der Insel Wuoratschunsaari eingeschnittenen Bucht steht ferner ein wenige dm mächtiges Kalklager an, welches ebenfalls zum mittleren Kalkniveau zu rechnen ist.

Zu letzterem gehören ohne Zweifel auch die ganz flach liegenden, auf der Ostseite der Insel Kuusikkosaari und am Eingange zur inneren Haukkalahti-Bucht (östlich von dem in der Hornblendeschieferzunge auftretenden Pegmatitstocke) sichtbaren, schmalen, grammatitreichen Kalklager.

Im Vorhergehenden war schon bei Besprechung der Schichtenfaltungen bemerkt worden, dass die Muldenbiegung des Granitgneisses wahrscheinlich zwischen die Inseln Turkkisaari und Kuusikkosaari fällt. Dies muss daher angenommen werden, weil die Schieferschichten auf der Ostseite der Insel Kuusikkosaari ganz flach liegen und gegen die etwas steiler stehenden Schichten der Westseite konvergiren. Die kleine Insel bildet somit eine Art flache Schale.

Entsprechen nun die oben genannten Grammatit-Kalklager der mittleren Zone, so muss unter denselben, da die Strahlsteinschieferserie maximal etwa 25 m mächtig zu sein pflegt, unmittelbar Granitgneiss anstehen.

Fassen wir alle unsere Beobachtungen über die drei Kalk-Skarnzüge zusammen, so gehen wir wohl kaum fehl, wenn wir behaupten, dass im allgemeinen im Erzgebiete von Pitkäranta im untersten Niveau die Skarnlager vorherrschen, während in der mittleren und oberen Zone mit wenigen Ausnahmen Kalklager auftreten.

Dies ist nun nicht so zu verstehen, als ob in den betreffenden Zonen einerseits nur reine Kalklager, andererseits vollkommen zu Kalksilikaten umgewandelte Skarnlager vorkämen, vielmehr sind beide Arten von Vorkommen vielfach durch Übergänge mit einander verbunden. So kann man z. B., namentlich bei den mächtigeren Kalklagern, eine teilweise Umwandlung in Skarn von aussen nach innen beobachten, wobei, entweder im Hangenden oder Liegenden, stärkere oder schwächere Lagen oder gangartige Infiltrationen von feinkörnigem bis dichtem, derbem Skarn auftreten oder auch der Kalkstein nur mehr oder weniger reichlich mit Kontaktmineralien, vorherrschend Salit, gespickt ist. Diese allmählichen Übergänge von Kalkstein in Skarn beweisen deutlich, dass letzterer aus ersterem entstanden ist und jedenfalls keine mit den Schiefern gleichaltrige Bildung darstellt.

*Gneisseinlagerungen.*

Innerhalb des unteren Kalk-Skarnniveaus treten an einigen Stellen, gewöhnlich nahe am Hangenden, 1 bis 2 m mächtige Einlagerungen eines meist quarzreichen, rötlichen Glimmergneisses auf, wodurch die Kalk bezw. Skarnlager in zwei Parallellager von sehr ungleicher Mächtigkeit geteilt werden.

Besonders deutlich tritt dieses Zwischenmittel im westlichsten Teile des alten Grubenfeldes, wie die Querprofile auf Taf. XII., in Fig. 17 und der Grundriss in Fig. 19 zeigen, von der Grube 1. Schwartz bis zur Grube 4. Omeljanoff in die Erscheinung.

Weiter nach SO. in demselben Gebiete und auch in den übrigen Grubenfeldern fehlt es dagegen, soweit aus den wenigen Aufschlüssen gefolgert werden darf, vollständig.

Im früher erwähnten Kalkbruche von Ristiniemi aber, auf dem Festlande gegenüber der Insel Ruhkamosaari, tritt eine etwa 1 m mächtige, hornblendereiche Gneissschicht wenige dm vom Liegenden entfernt, sowie auch eine dünne Lage von Kalkgneiss unmittelbar an demselben auf; von diesen Schichten entspricht erstere wahrscheinlich dem gneissigen Zwischenmittel des alten Grubenfeldes. Wir werden bei Besprechung des letzteren noch auf diese Gneisseinlagerungen zurückkommen.

*Glimmerschiefer, Glimmergneiss und Quarzit.*

Die obersten Kalk-Skarnschichten der ladogischen Hornblendeschieferformation werden in der Regel unmittelbar von feinschuppigem Glimmerschiefer überlagert, der, wie schon erwähnt, in Glimmergneiss [1]) und glasigen Quarzit übergeht.

[1]) A. E. Törnebohm [73] bezeichnet dieses Gestein als einen ungewöhnlich glimmerreichen Granulit (in schwedischem Sinne).

Wir richten uns hier, wie schon anfangs betont wurde, in den Bezeichnungen nach den bei der geologischen Kommission gebräuchlichen, wo diese Gesteinsserie im allgemeinen als Glimmerschiefer bezeichnet wird.

Konstruiren wir nun rings um die Granitgneissmassive der Mulde von Pitkäranta, den Einfallswinkeln entsprechend, die Grenzlinien etwa 500 m mächtiger Schichtenreihen, so erkennen wir, dass die typischen Glimmergneissgebiete auf den Inseln Petäjä- und Putkisaari, sowie auf dem Festlande östlich von der Insel Pekonsaari, die innersten Teile der Mulde einnehmen, während die Quarzitmassen der Insel Paimiosaari einem etwas tieferen Niveau angehören dürften. (Fig. 6).

Auf der Halbinsel südwestlich vom Kirchspiel Impilahti und auf den Inseln im O. von der Stadt Sortavala (s. Fig. 11) stehen übrigens auch z. T. Gneissgesteine an, die unserem Glimmergneiss von den Pitkäranta-Inseln vollkommen gleichen und offenbar dort ebenfalls in einem etwas höheren Niveau als gewisse mehr glimmerschieferähnliche Gesteine liegen.

Der Quarzit von Paimiosaari ist noch insofern von Interesse, als (auf der Nordseite der Insel) vielfach feinste Kalksteinschichten mit demselben wechsellagern. Oft vertritt in diesen dünnen, linsenförmigen Partieen Salit den Kalkspat, und auch im Quarzit selbst beobachtet man mikroskopisch zuweilen reichlich rundliche Salitaggregate parallel der Schichtung eingestreut.

Als oberste Glieder der ladogischen Schieferformation folgen schliesslich auf alle die beschriebenen Gesteine in der Gegend zwischen Wälimäki und dem Jänisjärwi-See an Granat, Andalusit, Staurolit und anderen Kontaktmineralien reiche Phyllite. [86, 102 und 113].

---

### Die postladogischen, präjotnischen Eruptivgesteine.

*Quarzdiorit.* Auf den Inseln Pekonsaari und Ruhkamosaari, sowie auf der kleinen Insel zwischen letzterer und dem Granitgneissmassiv von Kaunisniemi, steht ein zuerst von A. E. Törnebohm untersuchtes und als glimmriger Quarzdiorit bezeichnetes, dunkelgraues, mittelkörniges beinahe massiges Gestein an. U. d. M. besteht dasselbe wesentlich aus Plagioklas, Glimmer, Hornblende und Quarz. Zufällige Gemengteile sind Magnetit und Schwefelkies; ferner Titanit, Zirkon, Kalzit

und Apatit, letzterer besonders reichlich in langen, prismatischen Nadeln innerhalb der übrigen Mineralien eingestreut.

Dieser Diorit ist offenbar jünger als die ladogische Schieferformation, dagegen sicher älter als die postladogischen Granite und Pegmatite, welche wir im folgenden näher besprechen wollen.

*Granit bezw. Pegmatit.*

Granite bezw. Pegmatite verschiedenen Alters finden sich im Gebiete der vorliegenden Übersichtskarte in stock- und gangförmigen Massen in grosser Verbreitung, es konnten aber bei weitem nicht alle Vorkommen auf der Übersichtskarte eingetragen werden, namentlich nicht in den mittleren Partieen der Granitgneissmassive; das in betreff des präladogischen Diorites Gesagte gilt nämlich auch für die Pegmatite (vergl. S. 66).

Im allgemeinen treten echte Granite nur im südöstlichsten Teile der Karte auf; in den übrigen Gebieten dagegen herrschen Pegmatite vor.

So ist das rundliche Granitmassiv an der Landstrasse im O. der Gruben von Heposelkä aus feinkörnigem, hellgrauem, hornblendereichem Granit mit Spuren von Parallelstruktur aufgebaut. U. d. M. ist das Gestein aus Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Glimmer und Hornblende zusammengesetzt.

Von ähnlicher Beschaffenheit sind die innerhalb der Hornblendeschieferformation westlich vom Uuksu-Flusse auftretenden Granitmassen, welche überall durch Übergänge aufs engste mit den sie durchsetzenden Pegmatigängen verbunden sind.

Frei von Hornblende, dagegen sehr reich an Biotit, ist der innerhalb des Glimmerschiefers auf der W-Seite der Landzunge von Kaunisniemi anzutreffende Granit, welcher ebenfalls unzweifelhaft mit den daselbst in grosser Menge auftretenden Pegmatitgängen genetisch zusammengehört.

Hier an den vielfach schön polirten Felsen des Ladoga-Ufers kann man nun einerseits zu vielfachen Windungen zusammengepresste Pegmatitadern, andererseits letztere durchsetzende, vollkommen geradlinige Pegmatitgänge beobachten.

Hier sind also zweifellos Pegmatite verschiedenen Alters vertreten.

Auch auf den Felsen im N. der Grube 6. Klee, im alten Grubenfelde von Pitkäranta, kann man hie und da Durchkreuzungen von Pegmatitgängen beobachten, welche auf das Vorkommen verschiedenaltriger Pegmatite hinweisen, wenn auch eine petrographische Unterscheidung dieser einander äusserst ähnlichen Gesteine nicht möglich ist.

Lokal ist der Pegmatit zuweilen in ein Augengneiss ähnliches, geschiefertes Gestein umgewandelt — z. B. an der Nordspitze der kleinen Insel Ridatschusaari und östlich vom Hopunlampi-See — in welchem Falle er leicht mit den stärker gepressten Granitgneissen verwechselt werden kann.

Bis jetzt an einer einzigen Stelle, nämlich am westlichen Schachtstosse des Förderschachtes 4. Meyer, konnte ein Gangkreuz beobachtet werden, dessen Studium einigermassen Licht auf die Altersverhältnisse der verschiedenen Pegmatitarten wirft. Hier wird in der Nähe des Kontaktes des Skarnlagers mit dem Dioritschiefer des Liegenden letzterer schräg von einem c. 60° nach W. einfallenden, einige m mächtigen Gang von Granit durchschnitten, welcher ziemlich feinkörnig, von roter Farbe und arm an Glimmer und Plagioklas ist und keine scharfe Begrenzung gegen sein dioritisches Nebengestein zeigt, sondern von letzterem stets durch eine schmale, graugrüne Zone getrennt ist.

Diese Kontaktzone besteht u. d. M. aus Orthoklas, Salit und viel Titanit; zuweilen kommt auch etwas Granat zum Mineralbestande hinzu. An den stellenweise noch in diesem Gemenge schwimmenden Dioritschieferfetzen ist die Umwandlung der Hornblende in Salit (vergl. S. 76) sehr deutlich zu verfolgen. Der erwähnte Pegmatit wird nun senkrecht von einem mehrere m mächtigen Gange von ziemlich grobkörnigem, hellfarbigem, an Plagioklas und Biotit reichem, turmalinführendem Pegmatit durchsetzt, in dessen Kontakt der Dioritschiefer aber keinerlei Umwandlungen aufzuweisen hat.

Die beiden Pegmatite zeigen also ein ganz verschiedenes Verhalten in Berührung mit demselben Nebengestein.

Im allgemeinen kann man auch unter den Pegmatiten der Umgegend dunkle, glimmerarme, mit Vorliebe schriftgranitisch entwikkelte, stockförmig auftretende — von helleren, Turmalin- und Granatführenden, gangförmig vorkommenden unterscheiden; es ist jedoch fraglich, ob eine scharfe Trennung derselben durchführbar ist, da häufig auch die Turmalin- und Granat-haltigen Pegmatite, besonders wenn sie innerhalb oder in der Nähe der Erzlagerstätten aufsetzen, tiefrote Farbentöne annehmen.

So sind z. B. die Pegmatite von Keliniemi und Ristiniemi, sowie das Vorkommen 1 km südwestlich von Lupikko, typische Turmalinpegmatite.

Sie bestehen nämlich aus Quarz, hellgrauem Feldspat und oft sehr grossblättrigem Muskovit; lokal ist besonders reichlich dunkler

Turmalin vertreten. Letzterer kommt wohl zuweilen in einigermassen gut entwickelten Kristallen vor, ist aber meist vollständig in kleine Stücke zerdrückt; und der Glimmer zeigt sich gefältelt und verbogen.

Im Grubenfelde von Lupikko, südlich vom Schacht N:o 4, steht nun ebenfalls an Turmalin reicher Pegmatit an, er ist jedoch von dunkelroter Farbe und führt hauptsächlich dunklen Glimmer, ebenso wie die Pegmatitmassen, welche überall im Hangenden des genannten Grubenfeldes die Lagerstätte begleiten.

Im Gebiete der Pegmatitbrüche von Mursula-Hunttila unterscheidet W. Ramsay [101] ebenfalls zwei Arten von Pegmatit.

Die eine führt Quarz, roten Mikroklin mit Albitadern, roten Oligoklas und schwarzen Glimmer (Biotit); daneben Monazit, Euxenit und andere, seltene Erden enthaltende Mineralien.

Die andere besteht aus Quarz, hellem Mikroklin mit Albitadern, hellfarbigem Oligoklas, farblosem Glimmer (Muskovit) nebst Turmalin und rotem Granat.

Über das relative Alter dieser Pegmatite äussert sich der genannte Verfasser nicht.

Ebensowenig wie in den mittleren, ist in den nördlicheren Teilen des Kartengebietes eine scharfe Trennung der Pegmatitarten durchführbar. Nördöstlich (1 km) vom See Haukkaselänlampi finden wir nämlich wiederum einen rötlichen Pegmatit, welcher neben Schörl auch Biotit in ausserordentlich grossen Scheiben und Büchern führt. Zwei verschiedene Arten von Pegmatit glaubt auch A. E. Törnebohm [73] in dem vorliegenden Distrikte unterscheiden zu müssen, nämlich eine rötliche mit spärlich dunklem Glimmer innerhalb der Granitgneissformation und eine lichte, muskovitreiche in den Schiefern; in der Nähe der Formationsgrenze des Granitgneisses gleiche letztere Abart jedoch mehr dem zuerstgenannten Typus. An akzessorischen Gemengteilen (in beiden Arten?) werden Granit, Turmalin und ein Fergusonit ähnliches Mineral angeführt.

Von der Insel Puusunsaari beschreibt A. Gadolin [25] ebenfalls zwei im Verhältnis zum „granitähnlichen Gneiss“ jüngere Granitarten: Pegmatit und Albitgranit. Ersterer besteht nach ihm aus farblosem Orthoklas, grauem Quarz und lichtem Glimmer, ist häufig als Schriftgranit entwickelt und streicht quer zu den Schieferschichten. Der Albitgranit dagegen führt hauptsächlich Albit, sowie akzessorisch grünlichen Apatit und Schwefelkies. Er streicht überall den Schichten parallel.

Nach allem, was wir über die Pegmatite wissen, ist wohl kein Zweifel, dass *postladogische Granite bezw. Pegmatite verschiedenen Alters* in dem fraglichen Terrain vertreten sind, obgleich es, wie schon mehrfach hervorgehoben, nicht immer möglich ist, dieselben auf Grund petrographischer Merkmale zu trennen.

Nach dem Auftreten der erwähnten Pegmatitgänge in Schacht 4. Meyer zu urteilen, muss der hellfarbige, plagioklasreiche, turmalinführende Pegmatit jünger als der glimmerarme, vorwiegend Orthoklas oder Mikroklin enthaltende Pegmatit sein.[1])

Wichtiger als das relative Alter der verschiedenen Pegmatite ist wohl für das Lagerstättengebiet die Art des Auftretens der ersteren innerhalb des letztgenannten und die Rolle, welche sie bald als den Schichtenbau störende, bald als die Vererzung begünstigende Massen in der Geschichte des uns hier beschäftigenden Erzdistriktes gespielt haben. Bei der Schilderung der einzelnen Grubenfelder wird noch Gelegenheit sein, auf die Verteilung der Pegmatite innerhalb und in der Nähe der erzführenden Horizonte näher einzugehen; nur ganz im allgemeinen muss hervorgehoben werden, dass die unzweifelhaft bedeutendsten Pegmatitmassen, wie aus der Übersichtskarte hervorgeht, im alten Grubenfelde von Pitkäranta, sowie im Grubenfelde von Lupikko aufsetzen.

Viel seltener schon kommt Pegmatit, wie besonders die Spezial-Querprofile über die mit den Bohrlöchern und Schächten durchfahrenen Gesteinsschichten erkennen lassen, im neuen Grubenfelde vor; und im Hopunwaara-Gebiete ist dies Gestein nur an einer einzigen Stelle in nennenswerter Entwicklung nachgewiesen worden.

Arm an Pegmatitvorkommen ist ferner auch das Gebiet zwischen der Bucht von Koirinoja und dem Erzgebiete von Keliwaara, im nördlichsten Teile der Übersichtskarte, wo nur selten und ganz unbedeutende Pegmatitgänge angetroffen werden. Dies fällt besonders auf, wenn man das ladogische Schiefergebiet vom Berge Keliwaara bis zum Dorfe Kitelä durchwandert, wo es an Felsaufschlüssen keineswegs mangelt. Mit der Annäherung aber an die tief eingeklemmten Teile der Schiefermulde von Kitelä-Haukkaselkä nimmt die Menge der Pegmatitgänge und-stöcke wieder immer mehr zu.

---

[1]) Dieser Pegmatit wird, da der Orthoklas bezw. Mikroklin meist in sehr grossen, reinen Partieen ausgeschieden zu sein pflegt, in den Feldspatbrüchen rings um die nördlichen Ufer des Ladoga, von Sortavala bis Pitkäranta, schon seit Mitte des vorigen Jahrhunderts eifrig abgebaut [69, 85 u. 107].

Berücksichtigt man schliesslich noch den schon hervorgehobenen auffallenden Reichtum an Pegmatit auf der der Hauptmuldenlinie parallelen Strecke Lupikko-Pitkäranta, so scheint es, alsob die Intrusion gewisser Pegmatite in nahem Zusammenhang mit den Faltungsvorgängen innerhalb der Mulde von Pitkäranta gebracht werden müssten; in dieser Annahme wird man noch bestärkt, wenn man die Art und Weise näher betrachtet, wie die Pegmatite, z. B. im Grubenfelde von Lupikko, in und zwischen die die Lagerstätten zunächst umgebenden Schichten eingedrungen sind. Diese Verhältnisse werden noch bei den einzelnen Grubenfeldern genauer erörtert werden.

Dagegen müssen wir schon jetzt auf die durch die postladogischen Granite, bezw. die mit ihnen genetisch verbundenen Pegmatite, auf die Schiefer und Kalksteine ausgeübte Kontaktmetamorphose näher eingehen.

Bei Beschreibung der Schieferformation war schon erwähnt worden, dass die Hornblendeschiefer oft in der Nähe der Kalk-Skarnzüge, besonders da wo reichlich Pegmatitintrusionen stattgefunden, eine aus helleren und dunkleren Lagen bestehende Bänderung aufzuweisen haben, deren lichte sich u. d. M. als ein Gemenge von Feldspat mit Malakolit (Salit) und viel Titanit zu erkennen giebt, welches offenbar ein Umwandlungsprodukt des Hornblendeschiefers darstellt (vergl. S. 76).

Eine gleiche Umwandlung in eine Art feinkörnigen „Malakolitsyenit" fanden wir im Kontakte des älteren Pegmatites mit Dioritschiefer im Schachte 4. Meyer (s. S. 86).

Im Grubenfelde von Lupikko kann man nun auf den gleich westlich vom Förderschachte N:o 1 befindlichen Halden an zahllosen Belegstücken die Übergänge des Schiefers in derben, hellgrünen Salitskarn verfolgen. Fig 14 giebt die Abbildung eines grösseren Schieferblockes aus dem Förderschachte 1. Lupikko, und zwar stammt derselbe vom nördlichen Schachtstoss oberhalb des in 65 m Tiefe ins Hangende abzweigenden Querschlages (s. d. Querprofil der Grube 1. Lupikko auf Taf. XIX.) Der Hornblendeschiefer wird an dieser Stelle von wenig mächtigen Gängen von rötlichem Pegmatit durchsetzt, welche von einer aus vorwiegend grobspatigem Salit mit Plagioklas bestehenden, hellgrünen Zone umgeben sind, die, wie die Abbildung deutlich erkennen lässt, nach allen Richtungen der Schieferung parallele Ausläufer in den Hornblendeschiefer sendet. Die Bänderung ist hier sehr scharf ausgeprägt. Zuweilen ist nur noch in

der Mittellinie des Hauptganges ein schmaler, unregelmässiger Streifen von Pegmatit zu bemerken, oft aber ist auch dieser vollständig verschwunden und wir haben ausschliesslich eine Zone von Skarn vor uns, der sich in keiner Weise von den im Liegenden des dicht

Fig. 14. Infiltration von Salitskarn in den Hornblendeschiefer am nördlichen Schachtstosse der Grube 1. Lupikko. in 65 m Tiefe.




a = Hornblendeschiefer, b—b = Infiltrationszone von Salitskarn. $^1/_8$ d. nat. Gr.

daneben befindlichen Kalklagers oder im Kalkbruche von Hopunwaara vorkommenden, gangähnlichen Salitskarninfiltrationen unterscheidet.

An letztgenannter Stelle können wir übrigens den Übergang von Kalkstein in typischen Skarn, wie er in den unvererzten Kon-

taktlagern, bald der unteren, bald der mittleren oder oberen Zone vorkommt, besonders gut verfolgen (s. Fig. 43). (Von der Serpentinisirung müssen wir hier aber absehen; sie gehört in ein anderes Kapitel der Bildungsgeschichte unserer Erzlagerstätten).

Niemand, der alle diese Erscheinungen in ihren Einzelheiten verfolgt hat, wird bezweifeln wollen, dass unsere typischen, vorwiegend aus feinkörnigem bis grobspatigem Salit, weniger häufig derbem Granat, zusammengesetzten Skarnlager durch Kontaktmetamorphose hauptsächlich aus den ursprünglichen, kristallinen Kalksteinen der ladogischen Formation entstanden sind. Bezeichnend ist hierbei die scheinbare Regellosigkeit im Auftreten der Skarnlager, indem sie, wie z. B. im alten und neuen Grubenfelde von Pitkäranta, bei einer Mächtigkeit von 2 bis 14 m überall kilometerweit in ununterbrochener Folge den untersten Leithorizont einnehmen, während kaum 200 m davon entfernt die im Hangenden folgende, mächtige obere Kalkzone gewöhnlich wenig oder garkeine Umwandlungen erlitten hat.

Noch auffallender aber ist, dass sogar die die untere Zone in nur 15 bis 20 m Abstand begleitende mittlere Kalkzone, wenigstens soweit dies die Verhältnisse im alten Grubenfelde beurteilen lassen, stets als solche bewahrt ist; höchstens findet man stellenweise etwas reichlicher Kontaktmineralien, hauptsächlich Salit in den bekannten „geflossenen" Kristallindividuen, ferner Glimmer, sowie zuweilen auch Skapolith, Albit, Molybdänglanz, Titanit und grünlichblauen Apatit in dem meist ziemlich dolomitischen Kalkstein eingesprengt.

Wir erinnern uns, dass auf der Halbinsel von Kaunisniemi, dicht am Granitgneisse bezw. Dioritschiefer, also im untersten Leithorizonte, sich ein mehr als 1,200 m langes, ziemlich reines Kalklager hinzieht. (Ausser Salit und Biotit findet man in diesem Kalkstein häufig auch Chondrodit und Wollastonit in recht grossen Mengen vertreten).

In der oberen Zone am Seeufer konstatirten wir dagegen ein schmales Salitlager! Hier liegen also ausnahmsweise die Verhältnisse umgekehrt wie in den meisten übrigen, durch die Grubenfelder aufgeschlossenen Kalk-Skarnhorizonten.

Alle die geschilderten Erscheinungen lassen sich wohl am besten in der Weise erklären, dass die Umwandlung der Kalksteine in Skarn in der Hauptsache durch die die Granitintrusionen begleitenden magmatischen Wasser erfolgte, welche in bestimmten Ge-

steinskontakten, wie z. B. an der Basis der Schieferformation, Flächen geringsten Widerstandes und dadurch die günstigsten Bedingungen für ihre Zirkulation fanden und im wesentlichen von hier aus die Umwandlung des Kalksteins in Kalksilikatfels d. h. Skarn einleiteten.

Viel hing dabei natürlich auch von der Menge der zirkulirenden Lösungen und den Wegen ab, welche dieselben innerhalb der Schichtfugen und Gesteinskontakte einschlugen.

Weniger mächtige Kalklager, wie z. B. die untere Skarnzone im Hopunwaara-Felde, konnten hierbei durchgreifender verändert werden, als z. B. das beinahe 40 m mächtige Kalklager des Klara-Erzzuges, wo die Umwandlung, von den Begrenzungsflächen des ersteren ausgehend, meist nur wenige m nach der Mitte zu vorgedrungen zu sein scheint (vergl. Taf. XVI).

Durch spätere Dislokationen auseinandergerissene Skarninfiltrationen stellen jene ganz eigenartigen, übrigens den „Eis(en)knöpfen" von Auerbach an der Bergstrasse [1]) entsprechenden „Skarnaugen" an den Grenzen der erzführenden Kalkzüge von Lupikko, Hopunwaara, u. s. w. dar. Wir werden diesen Gebilden noch oft bei der Beschreibung der einzelnen Grubenfelder begegnen.

Es liegt auf der Hand, die Umwandlung der *Hauptmasse* der Kalksteine in Kalksilikatfels oder Skarn im vorliegenden Erzgebiete, sowie auch an den früher erwähnten, durch die Untersuchungen der geologischen Kommission nachgewiesenen Stellen in den Kalkzügen um die Granitgneissmassive von Impilahti und Sortavala, mit den postladogischen Granitintrusionen in Verbindung zu bringen, von denen unsere Pegmatite Nachschübe darstellen, welche ihrerseits wiederum in direktem Kontakt mit den durch die postvulkanischen Prozesse noch nicht vollständig umgewandelten Kalksteinen teils endomorphe Umwandlungen erlitten, teils auch exomorph auf letztere einwirkten.

Auch basische Schiefergesteine, wie die Diorit- und Hornblendeschiefer und ferner die Skarnmassen, gaben, namentlich an Stellen, wo die Schichten quer von Pegmatiten durchbrochen wurden, zur Bildung der oben erwähnten „Salitsyenite" Veranlassung, Kontaktgebilde, wie sie auch im südwestlichen Finnland [2]), z. B. im Dorfe Lojo, häufig zwischen Granit und Kalkstein beobachtet werden können; aus Kalkspat, Quarz und dunklem Orthoklas ist auch hier

[1]) Hoffmann, L., Die Marmorlager von Auerbach an der Bergstrasse. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896. H. 9.

[2]) [45; pag. 236].

ein aus hellem Plagioklas und verschiedenen Kalksilikaten, vorwiegend Salit, Titanit und Skapolith, bestehendes Kontaktgestein entstanden.

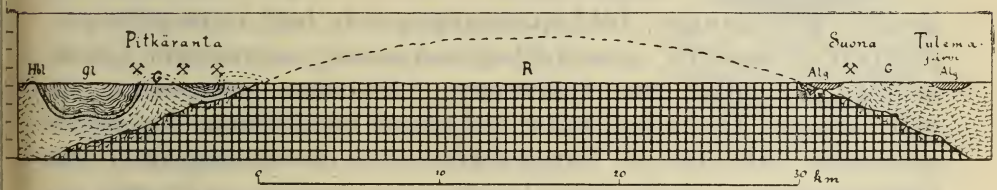
Ähnliche Felsarten werden übrigens auch aus anderen Gegenden beschrieben [1]). F. Kretschmar [2]) schildert z. B. einen „granitähnlichen Pyroxen-Pegmatit" von Friedeberg in Österreichisch-Schlesien, der im Kontakte von Granit und Marmor, sowie auf Gängen auftritt und akzessorisch Titanit, Granat und Kalzit enthält.

In allen diesen Fällen dürfte es sich um Resorption von kalkhaltigem Material durch das granitische Eruptiv und eine Neukristallisation von Kalksilikaten aus den hierbei entstandenen Magmalösungen handeln.

## Der Rapakiwigranit.

Die östlichsten Teile des Faltenkomplexes der Mulde von Pitkäranta werden in ungefähr NNW—SSO-Richtung von dem gewalti-

Fig. 15. Durchschnitt durch den Rapakiwigranitstock in der Richtung von Pitkäranta nach Tulomajärwi.




G = Granitgneiss. Hbl = Hornblendeschiefer.
Gl = Glimmerschiefer. R = Rapakiwigranit.
Alg = Quarzit—Dolomit—Tonschieferformation.

gen, elliptischen Rapakiwigranitstock abgeschnitten, welcher sich von der finnländisch-russischen Grenze mit 73 km Länge und 30—45 km Breite in nordwestlicher Richtung in das karelische Küstenland hinein erstreckt.

Fig. 15 zeigt einen Durchschnitt durch das Rapakiwimassiv in der Richtung von Pitkäranta nach Tulomajärwi. (Vergl. Fig. 8).

[1]) Rosenbusch, H., Mikrosk. Physiographie der Mineralien und Gesteine B. II, 1. pag. 115. 1907.

[2]) Tschermaks mineral. Mitteil. 1895. *15.* 9.

Aus J. J. Sederholms [79] und Benj. Frosterus' [113] Übersichtskarten sind die allgemeinen geologischen Verhältnisse im weiteren Umkreise dieses sog. Ladoga-Rapakiwi [1]) deutlich zu ersehen.

Die genaueren Resultate der in den letzten Jahren auf Veranstaltung der geologischen Kommission in den östlichsten Teilen Finnlands ausgeführten Untersuchungsarbeiten werden, wie bereits gesagt, In den Aufnahmeblättern „Suojärvi" und „Salmi" veröffentlicht werden.

Die Beobachtungen auf russischem Gebiete betreffend, sind wir dagegen ausschliesslich auf die geologische Karte von Miklouche-Maclay [2]) angewiesen, wonach u. a. noch am Südufer des Tulomajärwi-Sees festes Gestein, nämlich Rapakiwi, anstehend gefunden wird; das übrige Terrain dagegen, wo die Fortsetzung dieser Gesteinsformation vermutet werden kann, ist von mächtigen losen Ablagerungen bedeckt.

In Bezug auf das Alter der Rapakiwigesteine muss bemerkt werden, dass dieselben von den Geologen Finnlands und Schwedens der jüngsten Abteilung der präkambrischen Formationen zugezählt werden, [79, 97, 100, 102 und 106] [3]).

Der typische Ladoga-Rapakiwi ist ein ziegel- bis braunroter, ziemlich grobkörniger, bald quarzporphyrisch, bald mehr granitporphyrisch entwickelter, stets vollkommen massig auftretender Granit, welcher wesentlich aus fleischrotem Orthoklas, grauweissem bis rauchfarbigem Quarz und meist sparsamem Biotitglimmer zusammengesetzt ist. Die für die Rapakiwigranite so charakteristischen, von Plagioklasringen umgebenen Orthoklaseinsprenglinge trifft man nur ganz ausnahmsweise und undeutlich entwickelt an; und rein granitische, gleichmässig körnige Gesteine sind bloss selten im Gebiete vertreten.

U. d. M. beobachtet man sehr häufig eine schriftgranitische Verwachsung von Feldspat und Quarz und auch nicht selten von Mikropegmatit umgebene, schaliggebaute Orthoklasindividuen (s. Fig. 16).

[1]) Bekanntlich unterscheidet man ausserdem in Finnland Åland- und Wiborg-Rapakiwi.

[2]) Miklouche—Maclay, Геолог. очеркъ Олонец. уѣзда. Матер. для геолог. Россіи. XVIII. 1897.

[3]) S. a. die Angaben bei W. Ramsay: „En prioritetsfråga" Geol. Fören. Förh. Bd. XIII, 4. Dass übrigens schon vor 40 Jahren die geologische Sonderstellung des Rapakiwi unter den Graniten Finnlands erkannt worden, geht u. a. aus der interessanten Diskussion dieser Frage in der Sitzung der russ. min. Gesellschaft zu St. Petersburg vom 29. Oktober 1865 hervor [34].

Der südlichste Beobachtungspunkt von Rapakiwi befindet sich am Ladoga-Ufer nahe der Landesgrenze (s. d. Übersichtskärtchen Fig. 11), ihm gegenüber steht dagegen auf der kleinen Insel Wariskiwi wieder ein älterer Granit an. Von dieser Formationsgrenze des Rapakiwi beträgt die Entfernung bis zur entgegengesetzten Ostflanke des Massivs im SO. vom Tulomajärwi-See gegen 45 km; da nun die nordwestlichen Teile des Granitstockes im Mittel nur 30 km Breite besitzen, so erhellt hieraus, dass letzterer sich in südöstlicher Richtung stark verbreitert, und daher kann angenommen werden, dass er sich noch weit von der Grenze nach Russland hinein erstreckt.

Eigentümlich ist die knieförmige Einbuchtung im Rapakiwimassiv am südöstlichsten Ende der Mulde von Pitkäranta, der eine Knickung auf der entgegengesetzten Seite des Granitstockes, zwischen dem Tulomajärwi-See und der finnländischen Grenze, zu entsprechen scheint.

Die Achse des Rapakiwimassivs hat somit, im grossen gesehen, schwachgebogene S-Form.

Kleinere, wenn auch geologisch nicht weniger interessante Einbuchtungen fallen uns besonders auf: südlich vom Berge Keliwaara und auf der Nordseite des kleinen Granitgneissmassivs von Winberg.



Fig. 16. Schaliggebauter Orthoklas, von Mikropegmatit umgeben, in Rapakiwi. Grube 1. Klara.

Hier muss eingeschaltet werden, dass auf der Übersichtskarte die Rapakiwizunge südlich vom Kangaslampi-See möglicherweise etwas tiefer in die Schieferformation einschneidet, als den tatsächlichen Verhältnissen entspricht, denn im S. von dem von Hopunwaara nach Nietjärwi führenden Fusswege liegen eigentlich keine direkten Beobachtungen von Rapakiwi mehr vor.

Wie wir jedoch bei der Schilderung des neuen Grubenfeldes sehen werden, sprechen die bei den Schürfungsarbeiten in diesen Teilen der Hornblendeschieferformation gemachten Beobachtungen für die Annahme, dass letztere gerade hier durch Rapakiwi abgeschnitten wird.

Im allgemeinen scheinen unmittelbare Ausläufer vom Rapakiwigranitmassiv in die älteren Formationen nur selten zu sein.

Die bedeutendste ist die etwa 300 m lange, in WO.-Richtung in die Schieferformation vordringende Apophyse im Grubenfelde von Hopunwaara, welche bis zum Kalkbruche hin das Liegende des Klara-Erzzuges bildet.

Kleinere, stockförmige Partieen eines meist sehr lichten, aplitischen Gesteins treten dagegen bis in 500 m Entfernung vom Hauptkontakte des Rapakiwimassivs (s. die Karte) recht häufig auf.

So sind einige Felsen auf der Westseite des Nietjärwi-Sees, ferner nahe am Hangenden des Hornblendeschiefermantels des Winberg-Massivs, sowie beim Hopunlampi-See aus mehr oder weniger feinkörnigem, rötlichweissem Rapakiwiaplit aufgebaut. Dieser Aplit gleicht makroskopisch vollkommen dem Gestein der vorerwähnten grossen Apophyse, sowie der feinkörnigen Grenzfazies des Rapakiwi bei den Gruben 1. und 2. Klara und erweist sich auch mikroskopisch unzweifelhaft als zu letztgenanntem Gestein gehörig.

An und für sich unbedeutend, aber für die Auffassung der Geologie unseres Rapakiwigranites im allgemeinen wichtig, sind ferner die bis 3,000 m vom Hauptkontakte, innerhalb oder in der Nähe der Erzlagerstätten des neuen Grubenfeldes und auch in Lupikko, hie und da aufsetzenden Rapakiwigänge, deren Gestein ebenfalls grosse Ähnlichkeit mit der feinkörnigen, glimmerarmen Grenzfazies des Rapakiwi in den Klara-Gruben besitzt und stellenweise quarz-bis granitporphyrisch entwickelt ist. Wie auf der geologischen Übersichtskarte, wenn auch meist in stark übertriebener Mächtigkeit, dargestellt, setzen derartige Gänge u. a. 2 km im NW. vom Dorfe Nietjärwi, 1 $^1/_2$ km vom Hauptkontakt des Rapakiwi entfernt, im Granitgneiss auf.

In den Gruben 1. und 2. Herberz ferner wird das erzführende Kalk-bezw. Skarnlager beinahe winkelrecht von wenige m mächtigen Gängen von aplitischem Granit überquert, welcher sich u. d. M. ebenfalls deutlich als zum quarzporphyrischen Rapakiwi gehörig zu erkennen giebt. Er besteht nämlich wesentlich aus idiomorph entwickelten Quarzindividuen, die in einem dichten Mosaik von Plagioklas und Quarz mit wenig Glimmer eingebettet liegen (Fig. 34 u. 41). Das Gestein erinnert sehr an den in der Beschreibung zum geologischen Aufnahmeblatt „St. Michel" von Benj. Frosterus[1]) beschriebenen Rapakiwiaplit aus dem Kirchspiele Heinola, in welchem

[1]) Beskr. t. bergartskartan. Sekt. C 2. Geologiska Kommissionen.

er übrigens u. a. auch eine Art Fluidalstruktur und als charakteristischen zufälligen Nebengemengteil Topas beobachtete.

Auch in der Grube Lupikko konnte ein schmaler Aplitgang im Kontakt mit dem dortigen Kalkstein nachgewiesen werden. Auf mehrere der angeführten Aufschlüsse werden wir noch später zurückkommen. Endlich sind auch die kleinen Vorkommen von Granitporphyr und Aplit nahe am Wege von Lupikko zum Wasserfalle von Kiwenkulma, sowie in der Nähe der elektrischen Kraftstation am Ylä-Sahakoski-Falle, zum Rapakiwi zu rechnen.

Alle diese weitab von der Formationsgrenze des Rapakiwigranites auftretenden, mit letzterem unzweifelhaft genetisch verbundenen Aplitvorkommen machen es überaus wahrscheinlich, dass die Hauptmasse dieses Granites in nicht allzubedeutender Tiefe unterhalb der Mulde von Pitkäranta ansteht, *dass also die Granitgneiss- und Schieferformation vom Rapakiwibatholithen flach unterteuft wird.* Weitere Beweise für eine solche Annahme werden sich noch u. a. bei der Betrachtung des Grubenfeldes von Hopunwaara ergeben.

*Diabas.*

Schliesslich muss noch ein wahrscheinlich ebenfalls zur jüngsten Gruppe der präkambrischen Formationen gehörendes Gestein erwähnt werden, welches nahe südwestlich von dem kleinen See Hopunlampi in einigen wenig ausgedehnten Felsen angetroffen wird und auf der Übersichtskarte auf Grund des mikroskopischen Befundes als Augitporphyrit bezeichnet wurde.

Nach gefälligen mündlichen Mitteilungen von Dr. W. Wahl dürfte es sich um einen dem Gestein der Insel Walamo im Ladoga-See analogen Diabas handeln [74]. Für die Geologie unseres Lagerstättengebietes ist dieses Vorkommen jedoch ebenso wenig von Bedeutung, wie das des früher angeführten, postladogischen, altpräkambrischen Diorites auf der Insel Ruhkamosaari.

---

## Die Störungen des Erzlagerstättengebietes.

Wie gewöhnlich in Erzgebieten, ist auch der Lagerstättendistrikt von Pitkäranta ausser den früher geschilderten Faltungen den verschiedensten Störungen durch Verwerfungen ausgesetzt gewesen, unter denen uns hier vor allem diejenigen interessiren, welche speziell die die Erzlagerstätten bergenden Gebirgsglieder, nämlich die untersten 300—400 m der ladogischen Schieferformation betroffen haben.

Es sind ausschliesslich Spaltenverwerfungen, die mit wenigen Ausnahmen die Schichten quer durchsetzen und bald als mit Pegmatit ausgefüllte Gesteinsgänge, bald als Letten- oder seltener Mineralklüfte ausgebildet sind.

Zu ersteren gehören die auf der Übersichtskarte ziemlich gut erkennbaren, die Lagerstätten bei den Gruben 4. Omeljanoff und 1. Klee mehr oder minder schiefwinklig durchsetzenden Pegmatitgänge, an welchen z. T. recht bedeutende Verwerfungen der anliegenden Gebirgsstücke stattgefunden haben. Auch die charakteristischen Keilgänge in Lupikko sind hierher zu zählen.

Auf alle diese Erscheinungen kommen wir noch bei der Beschreibung der einzelnen Grubenfelder zurück, indem wir hier nur bemerken, dass diese Verwerfer älter als die im folgenden zu schildernden, sie stellenweise durchsetzenden Sprünge sind.

Wir werden ferner sehen, dass diese vielfach in den Gruben nachgewiesenen Klüfte von grösster Bedeutung für die Entstehung der hiesigen Erzvorkommen gewesen sein dürften, wollen aber ihren Verlauf auch ausserhalb der Lagerstätten verfolgen und ihren Zusammenhang untereinander klar zu legen suchen.

Eine der grössten Verwerfungsspalten ist die durch den Schurfschacht Franziska, 500 km im N. von der Grube 5. Klee, aufgeschlossene, ziemlich genau in W—O (also in der Richtung des faltenden Seitendruckes, dem, wie wir oben gesehen, die Mulde von Pitkäranta ihre Orientirung verdankt) streichende und etwa 80° nach N. einfallende Bruchspalte, die wir in der vorliegenden Arbeit als Franziska-Kluft bezeichnen wollen.

In westlicher Richtung von dem genannten Schurfschachte kann man dieselbe überall auf den Inseln, namentlich auf ihren Westseiten, wo durch die Brandung die zumeist aus Geröll und Sand bestehenden Einschwemmungen ausgewaschen worden sind, bis zur Insel Paimiosaari verfolgen und auch an einigen Stellen, wie z.B. auf der länglichen Insel Mustasaari, an schmalen, in N-S streichenden Pegmatitgängen geringe Horizontalverschiebungen an der Kluft feststellen.

Auf der Insel Wuoratschunsaari bezeichnet die in ihrem südlichen Teil auf der Karte deutlich hervortretende Einschnürung die Fortsetzung der Spalte, auf deren Südseite sich die Insel etwa 20 m über den Spiegel des Ladoga-Sees erhebt, während die Nordseite durchschnittlich bis 60 m ansteigt. Es ist klar, dass wir hier einen teilweise eingeebneten Verwerfungsabsturz vor uns haben und dass

der südliche Teil der Insel den gesunkenen Flügel der Verwerfung darstellt.

Auch in östlicher Richtung vom Schurf Franziska konnte die Verwerfungsspalte in der Verlängerung der Linie Wuoratschunsaari—Franziska an zwei Stellen aufgefunden werden, nämlich als schmale Lettenkluft in einem niedrigen Granitgneissfelsen, c. 400 m im W. vom Schacht 2. Herberz und auf der Nordseite des Granitgneissfelsens, nordöstlich vom Hopunlampi-See im Bette eines kleinen, im Sommer meist ausgetrockneten Baches. Die Kluft ist auch hier nur wenige cm breit und mit einer bräunlichen Lettenmasse ausgefüllt.

Die Franziska-Kluft durchschneidet somit die Mulde von Pitkäranta geradlinig von Wuoratschunsaari bis zum Lupikko-Massiv in 11 km Länge.

In dem c. 800 m nordwestlich vom Hopunlampi-See gelegenen Schieferberge, dem sog. Hopunwaara, ist dagegen die Spalte wegen der ihn bedeckenden losen Ablagerungen nicht sichtbar.

Weiter nach O. von dem erwähnten Schnittpunkte im Granitgneisse östlich vom Hopunlampi konnte die Fortsetzung der Bruchspalte trotz sorgfältiger Nachforschungen nicht aufgefunden werden, obgleich es sowohl im Granitgneiss-, wie im Rapakiwigebiete nicht an Felsaufschlüssen in der Verlängerung der Linie Wuoratschunsaari-Franziska mangelt. Wahrscheinlich wird die Kluft innerhalb des Granitgneissgebietes durch eine Querverwerfung abgeschnitten.

Die Wände der Bruchspalte sind einander gewöhnlich so vollkommen genähert, dass letztere nur mit Mühe zu erkennen ist, aber stellenweise, wie z.B. auf den Inseln, klafft sie wohl auch mehr als 1 m weit; so auch auf der Westseite der Franziska-Kluft, wo eine mehrere Meter breite, geradlinige Einsenkung zwischen den Granitfelsen deutlich die Fortsetzung der Dislokation angiebt, wenngleich die eigentliche Kluft hier durch Moränenschutt verhüllt ist.

Unmittelbar westlich vom Schurfschacht Franziska zweigt in einem etwa 10° betragenden Winkel zur Hauptkluft eine im Granitgneissgebiete hie und da sichtbare Nebenkluft ab, die ohne Zweifel mit der auf der Ostseite des sog. neuen Zinnschachtes durchgehenden, ziemlich steil nach N. einfallenden, als Omeljanoff-Kluft bezeichneten Spalte zusammenhängt (s. Fig. 20). Zwischen den Gruben 6. und 5. Klee geht ferner eine die Lagerstätte stumpfwinklig durchschneidende, mit ungefähr 30° nördlich einfallende Kluft zu Tage, welche wir im folgenden Klee-Kluft nennen wollen. Ihre Fortsetzung in den Granitgneiss, bezw. in die Schiefer hinein kann

zwar nirgends im Felde nachgewiesen werden, doch ist wahrscheinlich, dass auch sie einen Nebensprung der Franziska-Kluft bildet, ebenso wie die Kanalkluft, die zwischen den Gruben Edward Meyer und 1. Omeljanoff mit steil westlichem Einfallen die Lagerstätte spitzwinklig durchsetzt (s. Fig. 18). Einem anderen Spaltensystem gehören dagegen wohl die flach südöstlich einfallende sog. Meyer-Kluft und die sich ihr westlich anschliessenden, kleineren und grösseren, meist steilstehenden Sprünge zwischen den Gruben 3. und 2. Meyer an (s. Fig. 19).

Die Erzvorkommen der mittleren Teile des alten Grubenfeldes liegen somit innerhalb mehr oder weniger an einander verschobener Bruchfelder.

Was die Verstellung der Schichten an den Sprüngen betrifft, so ist dieselbe im allgemeinen weniger bedeutend als die, welche an den mit Pegmatit ausgefüllten Spalten stattgefunden hat. Zu den grössten ist die an der Kanalkluft vor sich gegangene Senkung der Edward Meyer-Scholle zu rechnen, durch welche das Liegende der Kanalgrube an der Tagesoberfläche c. 16 m im Verhältnis zum Liegenden der Grube Edward Meyer nach O. verschoben erscheint. Recht merkbar ist auch die Sprungweite an den kleinen Nebenspalten westlich von der Meyer-Kluft.

Überhaupt ist es sehr schwierig, sich eine genaue Vorstellung von der Richtung und Grösse der an diesen Spalten stattgefundenen Bewegungen zu bilden, da solche, aus den Beobachtungen der Rutschstreifen in den Gruben zu schliessen, sicher zu den verschiedensten Zeiten und in den verschiedensten Richtungen vor sich gegangen sein dürften. Wie wir oben gesehen, deuten die Erscheinungen auf der Insel Wuoratschunsaari darauf hin, dass die südlich der Verwerfungsspalte gelegenen Partieen derselben c. 40 m im Vergleich zu den nördlichen gesunken sind; dass aber auch da, wo die Franziska-Kluft das alte, bezw. neue Grubenfeld von Pitkäranta durchschneidet, eine gleich grosse Senkung stattgefunden, ist in Anbetracht der geringen Horizontalverschiebungen an den Schnittpunkten, bei einem Einfallen der Schichten von 60° im alten, bezw. 45° im neuen Grubenfelde, nicht wahrscheinlich.

Zuweilen kann man im alten Grubenfelde von Pitkäranta noch Reste der Verwerfungsbruchkanten beobachten. So beisst das Skarnlager auf der Westseite vom Schachte 1. Omeljanoff vollständig zu Tage aus, während der Skarnausstrich westlich von der Kanalkluft mit 10 m mächtigen losen Ablagerungen bedeckt ist. Auch

auf der Ostseite des sog. neuen Zinnschachtes ist eine solche Bruchkante beim Abteufen des letzteren beobachtet worden; während nämlich im Hangenden der Kluft, also auf der Westseite, festes Gestein an der Tagesoberfläche ansteht, ist das Ausgehende auf der Ostseite der Spalte von mehr als 8 m mächtigen Geröllschichten verhüllt.

Die 400 m lange Strecke zwischen den beiden angeführten Bruchkanten ist im allgemeinen den übrigen Teilen des alten Grubenfeldes gegenüber dadurch ausgezeichnet, dass hier das Skarnlager am häufigsten zu Tage tritt, und wir finden in diesem Umstande auch eine Erklärung für die im historischen Abschnitt angeführte Tatsache, dass auf der genannten Strecke das erzführende Skarnlager zuerst entdeckt und freigelegt worden ist.

Möglicherweise deutet das Vorhandensein der oben erwähnten Verwerfungsabstürze, oder vielmehr durch die Denudation nicht vollständig verwischter Reste derselben, auf ein verhältnismässig jugendliches Alter der letzten hier stattgefundenen Bewegungen hin.

*„Skölar".*

Zu den Störungen speziell der unteren Teile der Schieferformation müssen auch die unmittelbar im Hangenden der unteren Skarnzüge, aber auch weiter hinein innerhalb der Schiefer selbst (s. Törnebohms geologisches Querprofil des Stollens [73]), anzutreffenden, allgemeinen Auflockerungen der Gesteinsmassen, vorwiegend in der Streichrichtung, gerechnet werden, welche der schwedische Bergmann Schölar (Singul. Schöl) nennt. Dieselben besitzen mit den sog. faulen Ruscheln die grösste Ähnlichkeit. Sie bestehen nämlich vorwiegend aus mechanisch und chemisch umgewandelten Friktionsprodukten des Nebengesteins und verdanken ihren Ursprung zum grössten Teil den an den Grenzen namentlich verschiedenartiger Gesteine, in folge von Senkungen oder sonstigen Verschiebungen der benachbarten Gebirgsteile, stattgefundenen Zermalmungen, woher z.B. die das Skarnlager begrenzenden Schiefer am Kontakt mit ersterem meist zu einer losen, dem Bergbau höchst unbequemen, lettigen Masse verändert sind.

Solche Umwandlungszonen haben sich übrigens z. T. auch ohne Dislokationen in der Weise gebildet, dass die metamorphosirenden Lösungen in den Gesteinskontakten Flächen geringsten Widerstandes fanden, dort daher besonders lebhaft zirkulirten und tiefgreifende Veränderungen des Nebengesteins verursachten.

Wie leicht einzusehen, haben diese Schölar jedoch auch, ganz ebenso wie die oben erwähnten Verwerfungsspalten, später bei der

Vererzung unserer Kalk- und Skarnlager, als günstige Wege auch für die metallführenden Lösungen, eine wichtige Rolle gespielt und z. T. Veranlassung zu der eigenartigen Verteilung der Erzkörper innerhalb der ersteren gegeben.

---

## Zusammenfassender Rückblick auf die allgemeine Geologie des Erzgebietes.

Ehe wir zur Betrachtung der einzelnen Grubenfelder übergehen, möge das im Vorhergehenden zusammengestellte geologische Beobachtungsmaterial kurz zusammengefasst und der Versuch gemacht werden, aus den uns in diesen südöstlichsten Teilen Kareliens so verhältnismässig ungestört erhaltenen Gesteinsdokumenten die Entstehungsgeschichte des uns hier besonders interessirenden Lagerstättengebietes wiederherzustellen, um später, nachdem wir die spezielle Geologie der Erzlagerstätten studirt, Schlüsse auf die Genesis der letzteren ziehen zu können.

Die unsere Kalk- bezw. Skarnlager und somit auch die Erzvorkommen einschliessende, ladogische Schieferformation wurde aller Wahrscheinlichkeit nach auf einer im grossen ebenen Abrasionsfläche eines mehr oder minder vergneissten, von Stöcken und gangförmigen Massen von Amphibolit durchsetzten Granites abgelagert. Die gewaltige Ausdehnung der durchschnittlich nur wenige hundert Meter mächtigen Schichtentafel der ladogischen Hornblendeschieferformation über eine Fläche von mindestens 3,000 Quadratkilometer (von Sortawala bis Juankoski s. S. 73) setzt nämlich unbedingt eine wenig koupirte Auflagerungsfläche voraus.

Die im Liegenden des untersten Kalkstein-Leithorizontes sporadisch und unvermittelt auftretenden Dioritschieferfetzen wären dann als durch die Abtragung s. z. s. herauspräparirte Teile der zur granitischen Unterlage gehörigen Amphibolite anzusehen, auf welcher unmittelbar die von der Zerstörung dieser ganzen Formation herrührenden Sedimentmassen [106] abgelagert wurden, die wir jetzt in stark veränderter Form als ladogische Schiefer vor uns haben.

Nichts spricht gegen die Auffassung dieser Schiefer, zumal ihrer ältesten, aus Kalksteinen, Strahlstein-, Hornblendeschiefern und Dolomiten zusammengesetzten Glieder, als mehr oder weniger metamorphosirte Verwitterungsprodukte des in der granitisch-amphiboli-

tischen Unterlage zu Grunde liegenden Materiales, während die Annahme einer ursprünglichen Ablagerung unreiner, kalkhaltiger Grünsteintuffe [73] desshalb auf Schwierigkeiten stösst, weil wir nach dem oben Angeführten keinerlei ältere Eruptivgesteine kennen, mit denen wir derartige vulkanische Produkte in Verbindung bringen könnten.

Eigentümlicherweise wird die ladogische Sedimentablagerung überall in diesen südöstlichsten Teilen der Formation durch Kalksteine eingeleitet; Konglomerate sind hier noch nicht nachgewiesen worden und bedeutendere Quarzit- und Gneisseinlagerungen finden wir erst in den oberen Lagerhorizonten vertreten. Wie B. Frosterus angiebt [113], ist eine analoge Lagerfolge auch in den jüngeren Schieferformationen des südöstlichen Finnland hie und da zu beobachten.

Nach Analysen von Kalksteinen aus den verschiedensten Teilen unseres Kartengebietes zu urteilen, sind die der oberen Leitzone durchschnittlich viel reicher an Magnesia, als diejenigen der unteren; in chemischer Beziehung hätten wir somit von den älteren nach den jüngeren Schichten hin einen allmählichen Übergang von reineren Kalksteinen in unsere tonerdearmen, Magnesiasilikate führenden Strahlsteinschiefer; auf diese folgt dann die meist schon ziemlich dolomitische, mittlere Kalkzone (mit vorwiegend eisenarmen Silikaten, wie Tremolit), darauf die Hornblendeschieferserie mit ihren tonerde-, und eisenreichen Magnesiasilikaten und schliesslich der oberste, stark dolomitische Kalkhorizont.

Wir werden später einige diese Verhältnisse beleuchtende Analysen bringen und am Schlusse darzulegen suchen, in welcher Weise sich die Verschiedenheiten in der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Kalk-Leithorizonte auf den Mineralbestand der in denselben auftretenden Erzlagerstätten geltend gemacht haben könnten.

Den Abschluss der oben angeführten Schichtenfolge bilden endlich tonerdereiche Glimmerschiefer, Glimmergneisse und Phyllite mit nur spärlichen Einlagerungen von Quarziten.

Diese ganze, bedeutende Sedimentformation, welche allein schon im nördlichen Teile der Mulde von Pitkäranta, wo sicher nur ihre untersten Schichten vorliegen, eine Mächtigkeit von mindestens 2,000 m besitzt, wurde durch vorwiegend in WO.-Richtung wirkende Druckkräfte in langgestreckte Falten geschlagen, zwischen deren südlichsten unsere Mulde von Pitkäranta eingefaltet liegt.

Im Zusammenhange mit diesen Faltungsprozessen wurden die postladogischen Granite und Pegmatite, und zwar am ausgiebigsten in den der Hauptmuldenlinie zunächstliegenden Partieen und vorwiegend in Gestalt von Lagergängen, in die Schiefer injizirt und hierbei ein grosser Teil der Kalklager kontaktmetamorph in Kalksilikathornfels d. h. Skarn umgewandelt.

*Einzelne,* in den Kalksteinen eingestreute, *akzessorische Mineralien,* wie Pyroxen, Strahlstein, Grammatit, Glimmer usw. sind sicher wohl schon z. T. während der Regionalmetamorphose der ladogischen Sedimente gebildet worden, denn wir finden solche nicht selten auch weit von Granitmassen entfernt in den Kalksteinen vor; *massige Skarnlager* stellen sich jedoch stets nur da ein, wo reichliche Granit- bezw. Pegmatitintrusionen in ihrer Nähe stattgefunden haben.

Mehrfache Nachschübe von Pegmatit durchbrachen späterhin, teils die schon vollkommen silikatisirten, teils auch die von der Hauptkontaktmetamorphose verschont gebliebenen Kalklager. In der Berührung mit letzteren brachten sie aber wiederum, wenn auch weniger intensive Umwandlungen hervor, welche uns klar und deutlich lehren, wie das skarnige Substrat unserer Erzlagerstätten entstand.

Es mag auffallen, dass wir im Vorhergehenden vom Skarn als einem gleichsam von den Erzen unserer Lagerstätten vollkommen getrennt zu haltenden Bestandteil gesprochen haben, während wir doch von den schwedischen, zumal den Eisenerzvorkommen her gewöhnt sind, denselben als etwas mit den Erzen eng Zusammengehöriges aufzufassen.

In der Tat soll im folgenden mittels des Beobachtungsmateriales der einzelnen Gruben bewiesen werden, dass unsere Skarnlager, ebenso wie die Kalklager, mit der eigentlichen Vererzung und den von derselben abhängigen Mineralbildungen, nur insofern zu tun haben, als sie den Gangraum, bezw. das Substrat hergaben, in welchem sich die Erze und die sie begleitenden Gangarten absetzten, bezw. aus welchem letztere sich bildeten. Wir müssen somit einerseits *Skarn* und andererseits *Gangarten* unterscheiden; doch ist natürlich eine scharfe Trennung zwischen diesen Begleitern der Erze nicht durchführbar.

Dem Alter nach muss der typische Skarn als *postladogisch,* aber präjotnisch bezeichnet werden, während dagegen die eigentlichen Gangarten mit den Erzen zusammen, wie später gezeigt wer-

den soll, in *jotnischer* oder doch sicher spätpräkambrischer Zeit eingewandert sein dürften.

Allerdings pflegt bisweilen auch im Kontakt von Rapakiwi und Kalkstein eine Zone von Kalkhornfels entwickelt zu sein, welcher sehr an den gewöhnlichen Skarn erinnert, diese Vorkommen sind aber stets ganz unbedeutend und haben niemals den Erzen in grösserem Masstabe als Substrat gedient.

Dass übrigens die Agentien, welche die Kontaktmetamorphose der Kalksteine in Skarn bewirkten, gelegentlich auch nicht so geringe Mengen von metallischen Begleitern enthielten, geht u. a. daraus hervor, dass, nach den Erfahrungen der Hülfsgeologen der Kommission, bis in das Schiefergebiet von Sortawala hinein, teils in den Kalk- und Skarnlagern, teils aber auch in den Schiefern hie und da Magnetkies, Kupferkies, Magnetit, Schwefelkies, Bleiglanz u. a. Erzmineralen eingestreut vorkommen [86 und 91]. Selbst in den Pegmatiten und Quarzgängen weit ab von unserem Erzgebiete, z. B. in Hunttila, finden sich zuweilen Spuren von Sulfiden. Abbauwürdige Erzvorkommen sind jedoch bis jetzt in den angeführten Gegenden nicht erschürft worden.

Noch in präjotnischer Zeit müssen wir uns schliesslich auch die das Erzgebiet von Pitkäranta durchsetzenden Verwerfungsspalten entstanden denken, welche als Ergebnis der letzten Wirkungen seitlicher Druckkräfte, denen die vorliegende Scholle, nachdem sie schon fester geworden, ausgesetzt war, aufzufassen sein dürften.

Die Klüfte sind daher auch älter als der Rapakiwi oder wenigstens als die letzten Äusserungen der vulkanischen Nachwirkungen, welche von seinem Magma ausgingen. Dies beweisen u. a. die noch später zu besprechenden, greisenähnlichen Umwandlungen an der Franziska-Kluft, wie wir sie ähnlich auch stellenweise mitten im Rapakiwi beobachten können.

Diese Bruchspalten haben sicher während und auch noch *nach* der Erzbildung stets schwache Stellen des vorliegenden Gebirgsstückes dargestellt und zu kleineren Senkungen und Verschiebungen innerhalb desselben, wie auch zu geringen petrographischen Dislokationen in den Erzgesteinen Veranlassung geben können.

In das Schlusskapitel der geologischen Geschichte des Erzgebietes von Pitkäranta endlich gehört die Eruption des Rapakiwigranites, den wir nach dem oben darüber Gesagten als bedeutend *jünger als die Hauptmasse unserer typischen Skarnlager* aufzufassen

haben; in welcher Beziehung er dagegen zu den Erzbildungen steht, diese Frage soll uns erst später beschäftigen.

Aus Fig. 11 ist ersichtlich, dass die Mittelachse des Ladoga-Rapakiwimassivs in nahezu NW—SO, also in der jüngeren der von B. Frosterus [113] in diesen südöstlichsten Teilen Finnlands unterschiedenen Hauptfaltungsrichtungen liegt, welche nach seiner Ansicht auch für die späteren Bruchlinien bestimmend gewesen sein dürfte. Ferner erkennen wir auf der Karte leicht, dass die östlichsten Granitgneissmassive der zur Darstellung gebrachten Faltenkomplexe, wie z. B. die von Lupikko, Uuksu usw., bedeutend stärker zusammengepresst sind, als die weiter nach W. gelegenen, z.B. das Sortawala-Massiv.

Es kann daher mit gutem Grunde angenommen werden, dass die stauenden Kräfte in der Hauptsache von Osten aus einsetzten und hier am Innenrande des Faltengebirges tiefgehende Längsspalten hervorbrachten, auf denen später das Rapakiwimagma empordrang und sich wahrscheinlich sehr nahe der Erdoberfläche verfestigte.

Zu letzterer Annahme berechtigt u. a. die vorwiegend quarzporphyrische Ausbildung des Ladoga-Rapakiwi, welche bei den offenbar in grossen Tiefen erstarrten und stark gepressten, postladogischen, d. h. altpräkambrischen Graniten, niemals zu beobachten ist.

## Spezielle Geologie der Erzlagerstätten.

### Das eigentliche Erzgebiet von Pitkäranta.

Wir können im Erzgebiete von Pitkäranta vier aus einer grösseren Anzahl einzelner Lagerstätten oder Lagerstättenzüge bestehende Grubenfelder unterscheiden, nämlich:

Das alte Grubenfeld von Pitkäranta
Das neue Grubenfeld von Pitkäranta
Das Grubenfeld von Hopunwaara und
Das Grubenfeld von Lupikko.

Unter diesen hat das erstgenannte stets die nahezu ausschliessliche Quelle für die Gewinnung von Kupfer- und Zinnerzen dargestellt, während die übrigen Grubenfelder hauptsächlich nur auf Eisenerze, und zwar erst seit dem Jahre 1886 (s. d. Tabelle), bebaut worden sind.

Den besten Überblick über die relative Grösse des in den verschiedenen Feldern stattgehabten Bergbaubetriebes erhält man aus folgenden, nach der obigen Tabelle zusammengestellten Zahlen. Es wurde nämlich im ganzen gefördert Haufwerk:

Im alten Grubenfelde: 883,380 t
Im neuen Grubenfelde: 34,383 t
Im Hopunwaara-Felde: 34,164 t und
Im Lupikko-Felde: 147,585 t.

Wir beginnen mit der Beschreibung des grössten und für die Kupfer- und Zinnausbeute wichtigsten, des alten Grubenfeldes, und wenden uns dann, dem Muldenrande in nordöstlicher Richtung folgend, dem neuen Grubenfelde und darauf den Grubenfeldern von Hopunwaara und Lupikko zu.

### Das alte Grubenfeld von Pitkäranta.

Dieses Grubenfeld zieht sich in mehr als 2 $^1/_2$ km Länge von der Grube 1. Schwartz bis zur Grube 1. Klee in NW—SO.-Richtung an dem westlichen Flügel der Pitkäranta-Falte entlang. (Taf. XI).

Dem schon vielfach hervorgehobenen, ausserordentlich regelmässigen Bau der Falten entsprechend, ist das Einfallen der Schichten, wie aus den den Grubenrissen entnommenen, stark verkleinerten Profilen im Liegenden der Erzlagerstätten mit genügender Deutlichkeit hervorgehen dürfte, im nordwestlichen und südöstlichen Teile des Feldes geringer als im mittleren. Zugleich sehen wir hier auch, dass das Ausgehende der Skarnzone von Grube 1. Schwartz an, wo es c. 14 m über dem Niveau der Ladoga-Sees liegt, bis zur Grube 1. Klee auf c. 44 m über den genannten Wasserspiegel ansteigt.

Charakteristisch ist ferner die an der Mehrzahl der Profile wahrzunehmende, nach W. gerichtete konkave Form des Liegenden, welche ebenfalls für die früher in der geologischen Übersicht dargelegte Auffassung spricht, dass wir es in unserem Gebiete im allgemeinen mit verhältnismässig flachen Mulden zu tun haben.

Der Kürze halber unterscheiden wir im alten Grubenfelde einen westlichen, einen mittleren und einen östlichen Teil.

Zum erstgenannten gehören die Gruben und Schurfschächte:

1. und 2. Schwartz, 1. und 2. Nikolai, 1., 2., 3., und 4. Meyer; sowie Edward Meyer, 1. Omeljanoff (Kanalgrube) und Mathilde.

In den mittleren Teil fallen die Gruben:

3. und 4. Omeljanoff, Toiwo, sowie 5. und 6. Klee,

und schliesslich in den östlichsten Teil:

Paul, 1., 2., 3., und 4. Klee, sowie Maria.

Die genauere Reihenfolge erhellt aus der Spezialkarte.

Geologisch gehört zwar auch die Grube Ristaus zu diesem Grubenfelde, ihre Erze und der Mineralbestand lassen sie jedoch entschieden zu den neuen Erzfeldern rechnen; auf der Fördertabelle ist sie daher auch unter den Eisengruben zu finden.

Der westliche Teil des alten Grubenfeldes.

### *Die Grube 1. Schwartz.*

Wir beginnen mit der Schilderung der westlichsten Grube des alten Feldes, nämlich 1. Schwartz (s. Taf. XI).

Hier wurde i. J. 1890 zwecks Untersuchung des Westfeldes auf Kupfererze vom Hangenden der unteren Skarnzone aus ein senkrechter Schacht bis ins Liegende abgeteuft. Letzteres besteht hier aus einer 5 m mächtigen Lage von stark epidotisirtem Dioritschiefer, auf welchen dann, wie Versuchsbohrungen ergeben haben, feinschiefriger Granitgneiss folgt.

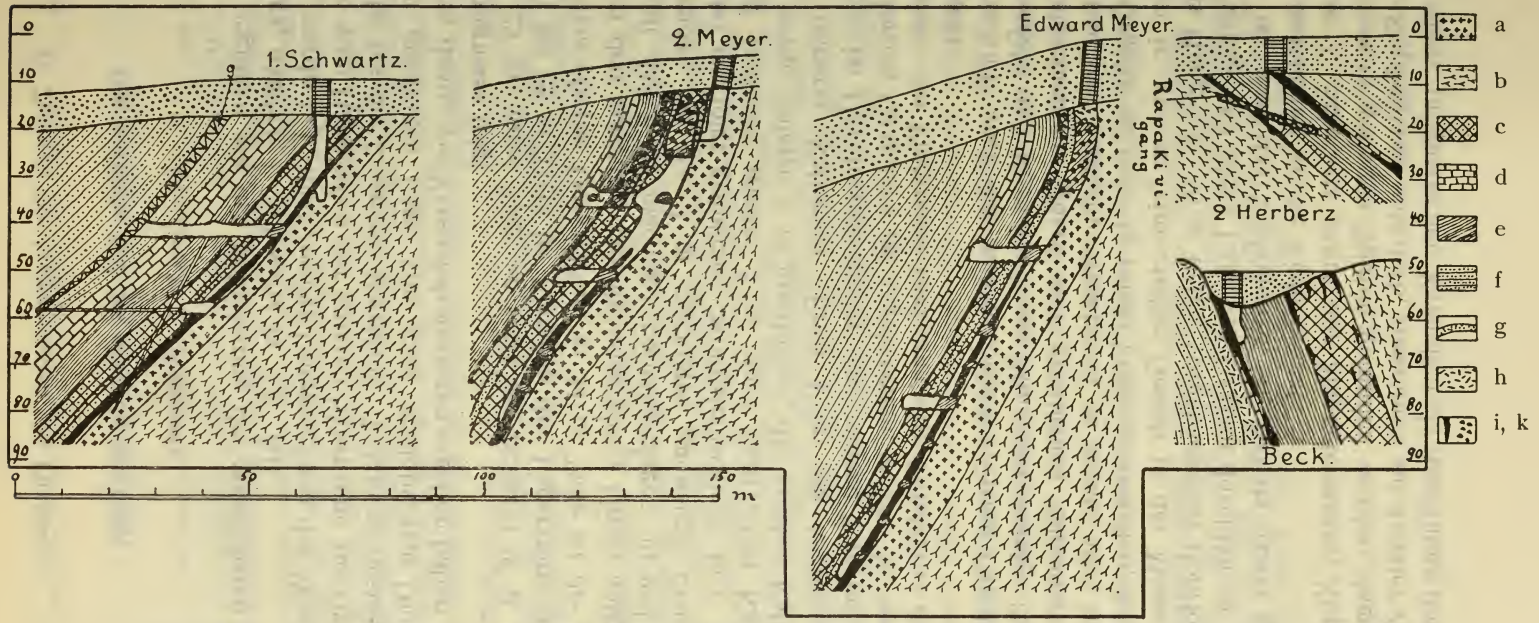
Von 25 m unter Tage an setzt der Schacht (s. d. Querprofil in Fig. 17) bis 25 m Tiefe im Einfallen der Lagerstätte fort.

Mit dem oberen Querschlage in 34 m Tiefe ist die Schichtenfolge bis in den normalen Hornblendeschiefer hinein aufgeschlossen worden; auf das 8 m mächtige Salitskarnlager, in welchem nahe am Hangenden ein 0.5—1 m mächtiges, gneissiges Zwischenmittel eingeschaltet ist, folgt grünlicher Strahlsteinschiefer in c. 5 m Mächtigkeit, auf letzteren wieder 5 m eines salitreichen Kalkglimmerschiefers, sowie zuletzt 1 m graublauer, die *mittlere* Kalkzone vertretender, reinerer Kalkstein. Etwa 4 m von letzterem entfernt wurde noch im Hornblendeschiefer eine nahezu 3 m mächtige Einlagerung derben Graphites (g) angebrochen, welche die bedeutendste im Erzgebiete von Pitkäranta vorkommende Fundstätte dieses Minerales darstellt.

Dünnschliffe auch des makroskopisch reinsten Graphites lassen ausser Stengeln und Körnern dieses Minerales winzige Partieen von wellig auslöschendem Quarz und grünlichem Glimmer erkennen. Trotz weitläufiger Schlämmversuche ist es darum auch nicht gelungen, den Graphit lohnend in reiner Form darzustellen, da die Verunreinigungen in viel zu feinverteilter Gestalt in der Masse auftreten. In dem ins Hangende, 16 m tiefer, vorgetriebenen Bohrloche wurde nur eine wenige dm dicke Lage von Graphit durchfahren, woraus zu schliessen ist, dass das Vorkommen, wie bereits früher gesagt, nur geringe Ausdehnung in die Tiefe besitzt.

Grube 1. Schwartz führt nur Magneteisenerz; Kupferkies ist daselbst bloss in geringen Spuren gefunden worden, dagegen etwas reichlicher Kupferglanz, teils derb, zusammen mit dunkler Zinkblende, teils in kleinen, prismatischen Kristallen als Ausfüllung innerhalb des

Fig. 17. Querprofile einiger typischer Eisen- und Kupfererzgruben der unteren, bezw. mittleren Erzzone.
Masstab 1 : 1600.




a = Dioritschiefer, b = Granitgneiss, c = Skarn, d = Kalkstein, e = Strahlsteinschiefer, f = Hornblendeschiefer, g = Gneiss, h = Pegmatit, i, k = Eisen-bezw. Kupfererz.
(Im Profil 1. Schwartz: g = Graphit).

Magneteisensteins, welcher nahe am Liegenden eine 1.5 bis 2 m mächtige, kompakte Lage in der vorwiegend aus hellgrünem bis weissem, strahligem Salit, grünlichem Granat und Glimmer zusammengesetzten Gangart bildet.

Hier begegnet uns schon gleich die Schwierigkeit, eine scharfe Trennung zwischen Skarn und Gangart nach dem früher darüber Gesagten durchzuführen. Wir erkennen, dass eine solche Unterscheidung nur da möglich ist, wo der typische Skarn *unvererzt* vorliegt, d. h. also hier z. T. in den mittleren Partieen der Lagerstätte, während dagegen die zweifellos teilweise mit den Erzen zusammen später eingewanderten Mineralien, wie Granat, grüner Glimmer, Scheelit, Kalzit usw. als Gangart bezeichnet werden müssen.

In bergbaulicher Hinsicht unbedeutend, dagegen für die Entstehung der Erze charakteristisch, ist ferner das Vorkommen einer meist bloss einige cm mächtigen Lage von feinkörnigem, mit viel grünlichem Glimmer vermengtem Magneteisenerz auch dicht am Kontakte des Skarnlagers mit dem stark verruschelten *Hangenden.*

Der Magnetit ist im allgemeinen in diesem Grubengebiete zum grössten Teil in Brauneisenstein umgewandelt. Alle Gesteine innerhalb und in der Nähe der Lagerstätte erscheinen überhaupt hochgradig zersetzt, gebleicht und vielfach von Kalzittrümern und Eisenausscheidungen durchzogen. Diese Umwandlung kann besonders an dem gleich im Hangenden der unteren Haupterzlage sich anschliessenden, hellrötlichen, wesentlich aus radialstrahligem Grammatit aufgebauten Skarn beobachtet werden, welcher stellenweise mit undeutlichen Kriställchen und blechähnlichen Anflügen von gediegenem Kupfer reichlich gespickt ist; auch freies Silber in zierlichen Dendriten von mehreren mm Dicke wurden einige Male angetroffen. Eigentümlich sind die wie gefrittet aussehenden, stark deformirten Schwefelkieshexaëder, die einige Male in bröcklichem Magnetit eingebettet gefunden wurden; dieselben sind oft noch mit einer dünnen Kruste von winzigsten Kupferkieskristallen überzogen.

*Produktion.*

Die Totalförderung aus der Grube 1. Schwartz betrug etwas über 4,000 t Gestein, aus welchem in den Jahren 1890—92 c. 160 t magnetisches Aufbereitungserz, c. 180 t. Kupferglanzerz und c. 40 t gediegenes Kupfer enthaltendes Gestein ausgeschieden wurden. Ausserdem sind c. 120 t Graphit aus dem Fördergut erhalten worden.

*Die Grube 2. Schwartz.*

Dieser gegen 130 m östlich von dem obengeschilderten Schachte, vorwiegend in der eigentlichen Skarnzone gelegene Grubenbau ist zum Zwecke der Gewinnung von Eisenerzen für die erste magnetische Aufbereitung im Dorfe Pitkäranta unterhalb des Schachthauses 4. Omeljanoff (s. d. historischen Teil) von 1896—98 betrieben worden. Der westlichste Weitungsbau dieser Grube erstreckt sich, wie aus dem Längsprofil in Taf. XI ersichtlich, bis in die Nähe der Grube 1. Schwartz; in mineralogischer Beziehung ist sie daher der letztgenannten in jeder Hinsicht ähnlich.

Von besonderem erzgeologischen Interesse ist jedoch hier die Erscheinung, dass ausser dem Skarn auch ein im Dioritschiefer des Liegenden eingeschalteter Pegmatitlagergang, sowie auch der Dioritschiefer selbst, reichlich mit Magnetit imprägnirt ist. Dieser Pegmatit besteht makroskopisch aus Feldspat, dunklem Quarz und wenig Biotit; akzessorisch kommt in demselben noch schwarzer Turmalin vor. Je reicher nun das Gestein an Magnetit ist (auch Kupferglanz und Zinkblende kommen gelegentlich darin vor), desto röter erscheint der die Erzpartieen umgebende und in letzteren eingeschlossene Feldspat. U. d. M. erweist sich dieser (vorwiegend Plagioklas) vielfach in Epidot umgewandelt, während ein im Gestein stellenweise reichlich vertretener Strahlstein stark chloritisirt zu sein pflegt. Ferner kann man häufig auch die Verdrängung des Feldspats durch Magnetit und grünlichen Glimmer mikroskopisch deutlich verfolgen. Reste des erstgenannten sieht man nämlich gleichsam in den kristallinen Anhäufungen von Magnetit schwimmen; letzterer ist dabei teilweise zerdrückt und in den entstandenen Lücken Glimmer ausgeschieden worden. Der neugebildete Quarz ist meist reich an Flüssigkeitseinschlüssen. Auch im Dioritschiefer, dessen tiefroter Feldspat ebenfalls stark epidotisirt ist, sieht man, wie gesagt, Magnetit in nicht ganz unbedeutenden Mengen parallel der Schieferung eingestreut.

Im allgemeinen ist der Skarn dieser Grube sehr grobspatig und drusig, sowie reich an rotbraunem bis schwarzem Granat, der bald in kleinen Kristallen mit Chlorit zusammen die Drusenräume ausfüllt, bald in feinen, verzweigten Trümern den hellgrünen Salit durchädert. Milchweissen Scheelit mit scharfkantigen Umrissen findet man ferner in derbem Kupferglanz, welcher hier oft in grösseren Butzen im Magneteisenerze vorkommt, eingewachsen. Die-

ses letztere ist auch in dieser Grube selten mehr als 2 m, gewöhnlich nur 1.5 m mächtig und so stark umgewandelt, dass bei der magnetischen Aufbereitung die Ausbeute an Schliech stets geringer ausfiel, als bei der Bearbeitung der aus den östlicher gelegenen Gruben des alten Feldes stammenden Eisenerze.

Die Erzproduktion dieser Grube war, ebenso wie die der vorher genannten, ganz unbedeutend; sie betrug nicht viel über 9,500 t, wovon c. 1,000 t aus Stuferz und c. 8,500 t aus sog. magnetischem Aufbereitungserz bestanden. Der totale Eisengehalt des Fördergutes dürfte durchschnittlich nicht höher als c. 24 % gestiegen sein. *Produktion.*

## *Die Grube 2. Nikolai.*

Obwohl dieser kleine Schurfschacht kaum der Erwähnung wert ist, da er nur eine kürzere Zeit des Jahres 1896 versuchsweise im Betriebe war und die geförderte Menge Haufwerk bloss etwa 1600 t betrug, hat er doch desshalb für uns einiges Interesse, weil er den westlichsten Aufschluss des alten Grubenfeldes darstellt, woselbst im Skarnlager Spuren von Zinnstein nachgewiesen worden sind. Es möge hier daher eine kurze Beschreibung des Mineralbestandes dieser Fundstätte folgen.

Der Skarn ist ebenso wie der der Schwartz-Gruben äusserst stark zersetzt, sodass es schwer hält, seinen ursprünglichen Charakter genauer zu bestimmen. In der Hauptsache dürfte er aus mehr oder minder zu feinfilzigem, von braunroten Eisenausscheidungen durchtränktem Strahlstein (oder auch Uralit s. u.) umgewandeltem Salit und bräunlichschwarzem, in Rhombendodekaëdern kristallisirtem Granat bestehen. In dieser strahligen Gangart liegen nun mit blossem Auge sichtbare, winzige Nadeln von schwarzem Zinnstein eingebettet oder auch sind sie auf den rauhen Oberflächen der Granatkristalle aufgewachsen.

Zuweilen findet man wohl den Magnetit als zierliche, feingestreifte Oktaëder in kleinen Höhlungen des weniger stark umgewandelten Salites auskristallisirt, meist jedoch derb, als feinkörnige, bröckliche Masse entlang der Begrenzungsflächen des hier c. 14 m mächtigen Skarnlagers abgesetzt. Dabei muss bemerkt werden, dass in dieser Grube ausnahmsweise die hangende Erzschicht, die sich in nahezu 3 m Breite zwischen einem im Skarnlager eingeschalteten gneissigen Zwischenmittel und dem Hangenden als sog. Paral-

lelerz hinzieht, allein bauwürdig zu sein pflegt; am Liegenden dagegen kommen bloss einige schmale Streifen von Magneteisenerz vor.

Schliesslich sind Brekzien von Magneteisenstein mit einem zumeist aus Kalzit bestehenden Bindemittel in der Nähe der im Hangenden der Lagerstätte hinstreichenden Ablösungskluft (Schöl) keine seltene Erscheinung. Kalzit kann überhaupt als das gewöhnlichste Ausfüllungsmineral im ganzen alten Grubenfelde bezeichnet werden.

*Produktion.* Die totale Erzproduktion dieser kleinen Grube betrug etwa 950 t; hiervon waren c. 150 t Magnetit-Stuferz, 800 t dagegen magnetisches Aufbereitungserz, meist von noch niedrigerem mittlerem Eisengehalt als das der Schwartz-Gruben.

### *Die Grube 1. Nikolai.*

Sie stellt die westlichste Kupfergrube des alten Feldes dar und wurde mit vorzüglichem Erzgewinn in den Jahren 1895 bis 1899 betrieben. Die hier abgebaute Lagerstätte bildet, ebenso wie die der Eisengrube 2. Nikolai, ein zwischen dem hangenden Schiefer und einer Gneisseinlagerung im Skarngürtel hinziehendes Parallelerz, welches, nach dem geförderten Gesteinsquantum berechnet, einen totalen Rauminhalt von c. 2600 kbm besessen haben dürfte.

Wie das Längsprofil in Fig. 18 angiebt, hängt die Erzgrube mit dem schon 1880 angelegten und später, im Jahre 1895, mit ihr zum Durchschlage gebrachten Versuchsbau 1. Meyer zusammen, wo jedoch nur spärliche Butzen von Kupferkies angetroffen wurden.

Das Nikolai-Erz war durchschnittlich 2.75 m mächtig und zog sich mit deutlich ausgeprägtem, nach SO. gerichtetem Erzfalle bis zu c. 40 m Tiefe (im Einfallen der Schichten gemessen) hinab. Das eigentliche Skarnlager ist dagegen im Mittel 8 m mächtig. Die genauere Schichtenfolge im Profile des Förderschachtes ist aus Taf. XII zu entnehmen.

Betrachten wir nun den Mineralbestand des Erzvorkommens, so finden wir, dass derselbe aus sehr reichem, derbem Kupferkies mit einer meist strahligen bis feinfilzigen Gangart zusammengesetzt ist, welche sich mikroskopisch der Substanz des sog. Pitkärantites vollkommen gleichartig erweist. Mit diesem Namen bezeichnete A. Nordenskiöld [17] ein fasriges, in Pyroxenform kristallisirtes, grünes Mineral, das in grossen, tafelförmigen, oft zu Zwillingen oder Drillingen vereinigten Kristallen (s. Tafel II, Fig. 1) in losen Blöcken am Ladoga-Ufer (ungefähr 1.5 km nordwestlich von der Grube

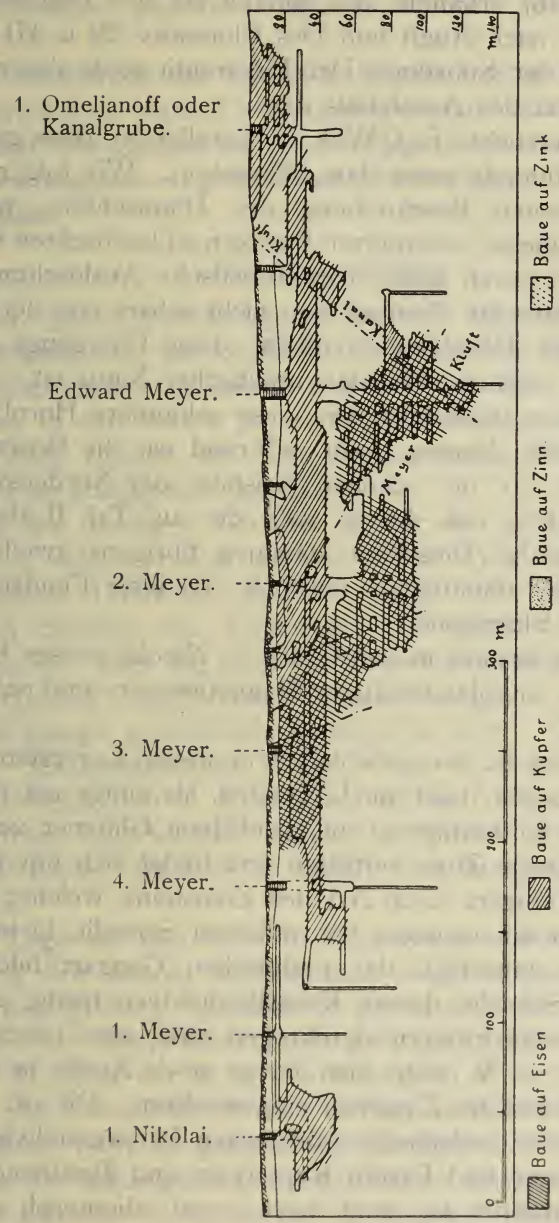



Fig. 18. Längsprofil durch den westlichen Teil des alten Grubenfeldes von Pitkäranta.

1. Schwartz) zusammen mit Granat, Epidot, Prasem, sowie grossblättrigem Eisenglanz und Kalzit gefunden wird.

Scheerer [16] erkannte das Mineral als eine Pseudomorphose von Hornblende nach Augit und Des Cloiseaux [29 u. 47] bestätigte die Uralit-Natur der Substanz. Der Pitkärantit stellt also eine strahlig-fasrige Varietät des Amphibols dar.

Später untersuchte F. J. Wiik [61] parallel der Basis geschliffene Platten dieses Minerals unter dem Mikroskop. Wir folgen hier der von ihm gegebenen Beschreibung der Dünnschliffe, wonach in den Präparaten meist verwitterter Pyroxen zu beobachten ist, der an einzelnen Stellen durch seine charakteristische Auslöschung hervortritt und langgestreckte Partieen von nicht scharf von der Pyroxenmasse getrennter Hornblende enthält; diese Übergänge beweisen, sagt Wiik, dass letztere sekundär, uralitischer Natur ist.

Im folgenden bezeichnen wir diese sekundäre Hornblende mit dem ursprünglichen Namen Uralit, während wir die Benennung Pitkärantit speziell für die schönen Kristalle der Nordenskiöldschen Blöcke beibehalten, von denen auch die auf Taf. II abgebildeten Stücke herrühren [1]). Dieselben stammen übrigens zweifellos vom Ausgehenden der unmittelbar nördlich von ihrer Fundstelle anstehenden unteren Skarnzone.

Von Erzen kommt in der Grube 2. Nikolai ausser Kupferkies nur noch etwas zinkblendehaltiges Magneteisenerz und unbedeutend Zinnstein vor.

Das Eisenerz ist, wie gewöhnlich in diesem Lagerstättengebiete, bald am Hangenden, bald am Liegenden, als einige cm bis wenige dm breite, aus feinkörnigem, mit grünlichem Glimmer vermengtem Magnetit bestehende Zone vertreten und findet sich nur selten fein verteilt in der Gangart, nach Art des Zinnsteins, welcher aber auch wohl, zusammen mit weissem bis rötlichem Scheelit, kleine unregelmässige Butzen innerhalb der uralitischen Gangart bildet, wobei er gegen den Scheelit, dessen Kristallindividuen häufig zerbrochen und von Kupferkiestrümern durchzogen sind, stets idiomorph ausgebildet ist. U. d. M. sieht man ferner noch Apatit in scharfkonturirten Kriställchen im Zinnstein eingewachsen. Die oft schön zonarstruirten, meist vollständig uralitisirten Pyroxenindividuen, zwischen deren Zonen und Fasern Kupferkies und Zinkblende in feinsten Streifen infiltrirt ist, sind wohl meist idiomorph gegen den

[1]) Aufbewahrt in der Mineralsammlung auf der Insel Högholmen.

Scheelit entwickelt, man beobachtet aber auch andererseits Fälle, wo letzterer, wenigstens in einem Teile seiner Kristallumrisse, selbständige Formen gegenüber der uralitischen Substanz aufzuweisen hat.

Die Produktion der Grube 2. Nikolai betrug über 6,000 t Extraktionserz mit im Mittel 2.5 % Kupfer, wonach sich der ausgebrachte Kupferinhalt des ganzen Parallel-Erzkörpers zu etwa 150 t und der Gehalt des sämtlichen geförderten Haufwerkes zu c. 1.5 % Cu berechnen lässt. *Produktion.*

### *Die Meyer-Gruben.*

Unter dieser Benennung fassen wir den etwa 500 m langen Lagerstättenzug von der Grube 4. Meyer bis zur Kanalgrube zusammen, welcher in den 12 Jahren von 1887 bis 1899, anfangs nur auf Kupferkies, in den letzten Jahren aber überwiegend auf Magneteisenerz bearbeitet worden ist. Der entsprechende Grubenkomplex ist in Fig. 18 im Längsprofil dargestellt.

Von den dortigen Gruben ist nur die östlichste, nämlich die Kanalgrube, seit alter Zeit bekannt. Wir erwähnten bereits in der geschichtlichen Übersicht, dass an dieser Stelle (Korkiakallionaho) die ersten Spuren von Kupferkies und später von Zinnstein entdeckt wurden. Hier lag auch der Tschebotarjeffsche Schurfschacht, dem Omeljanoff den Namen Nilsgrube beilegte. Zuletzt hiess dieselbe, wie gesagt, gewöhnlich Kanalgrube oder 1. Omeljanoff.

Aus den Querprofilen in Fig. 17 ist die Schichtenfolge in den Hauptförderschächten 2. Meyer und Edward Meyer, sowie auf Taf. XII in einem Querschnitte durch die untere, mittlere und obere Kalk—Skarnzone, etwa 50 m östlich vom letztgenannten Schachte, zu ersehen.

Die Lage des hier in 70 m Tiefe von der Grube Edward Meyer aus bis in den oberen Kalkhorizont vorgetriebenen Bohrloches ist auf der geologischen Spezialkarte des alten Grubenfeldes (Taf XI) östlich von der Meyer-Kluft durch gestrichelte Linien markirt.

Das Einfallen der Schichten beträgt in 4. Meyer 55°, zwischen 2. Meyer und Edward Meyer etwa 60° und erreicht bei der Kanalgrube den höchsten Wert im ganzen alten Grubenfelde, nämlich c. 70°.

Was die Mächtigkeit des Skarnlagers anlangt, so ist diese am grössten, nämlich 12 m, in der 2. Meyer-Grube, von wo sie sowohl nach W. wie O. abnimmt, so dass sie in 4. Meyer nur c. 7 m und in Edward Meyer c. 6 m beträgt.

Bei der Kanalgrube haben wir dagegen wieder 11 m Mächtigkeit zu verzeichnen, und zwar unmittelbar auf der Ostseite der Kanalkluft, gegen c. 5 m auf der Westseite derselben, eine Folge der bereits früher erwähnten, hier stattgefundenen, nicht unbedeutenden Verwerfung, welche jedoch ihrer Grösse nach nicht genau bestimmt werden kann.

Ein bald gneissiges, bald mehr quarzitisches, etwa 1.5 m breites Zwischenmittel innerhalb des Skarnlagers, in durchschnittlich 2 m Abstand vom hangenden Strahlsteinschiefer, hält sowohl im Streichen, wie im Fallen durch den ganzen Grubenkomplex aus.

In diesem Gneisse beobachtet man u. d. M.: Orthoklas, etwas Quarz und wenig Biotit. Akzessorisch findet sich Apatit und oft sehr reichlich Titanit. Ausserdem sieht man gelblichen Granat in unregelmässigen, feinsten Trümern den Feldspat, ihn deutlich verdrängend, durchziehen.

Durch die obengenannte gneissige Einlagerung entsteht nun die uns von den Schwartz-und Nikolai-Gruben her bekannte Zweiteilung des Skarnlagers, welche dort wiederum das verschiedene Auftreten der Erzmittel, bald als Haupt-, bald als Parallelerz bedingt.

War nun das Kupfererzvorkommen in Grube 1. Nikolai ausschliesslich ein Parallelerz, so ist dagegen die Skarnzone in Grube 2. Meyer bis c. 22 m unter Tage in ihrer ganzen Mächtigkeit mit Kupferkies und anderen Sulfiden imprägnirt, allerdings mit Ausnahme der Gneisseinlagerung, welche gewöhnlich nur geringe Spuren von Erz aufzuweisen hat, oft aber, wie namentlich in der Grube Edward Meyer, so durchgreifend umgewandelt ist, dass die ursprüngliche Natur des Gesteins erst durch die mikroskopische Untersuchung festgestellt werden kann. Es soll darauf noch unten zurückgekommen werden.

Von 22 m u. T. an setzt nur noch das Parallelerz allein, und zwar bis etwa 40 m Tiefe, wie aus dem Querprofil der Grube 2. Meyer in Fig. 17 zu entnehmen, ungefähr bis zum Niveau des obersten, mit a bezeichneten Schachtquerschlages fort. Auf der Ostseite der Kanalkluft schliesslich finden wir abwechselnd, bald das Haupt-, bald dass Parallelskarnlager mit Sulfiden vererzt.

Sehen wir nun zu, wie die Eisenerze in diesem Gebiete auftreten, so finden wir solche, ebenso wie in den Gruben 1. und 2. Schwartz, bloss unmittelbar am Liegenden in bauwürdigen Mengen vor; am Hangenden dagegen beobachtet man auch hier wieder eine ganz schmale Lage von Magneteisenerz mit eingesprengten Schwefel-

erzen, vornehmlich Zinkblende, nebst grossen Mengen glimmriger und chloritischer Mineralien.

Die Verschiedenheiten in der Verteilung einerseits der Kupfer-, andererseits der Eisenerze innerhalb der Lagerfläche des Skarngürtels sind auf dem Längsprofil in Fig. 18 auf den ersten Blick zu erkennen, und noch deutlicher als in Grube 1. Nikolai springt der flach nach SO. gerichtete Erzfall, hier des Magneteisenerzes, in die Augen.

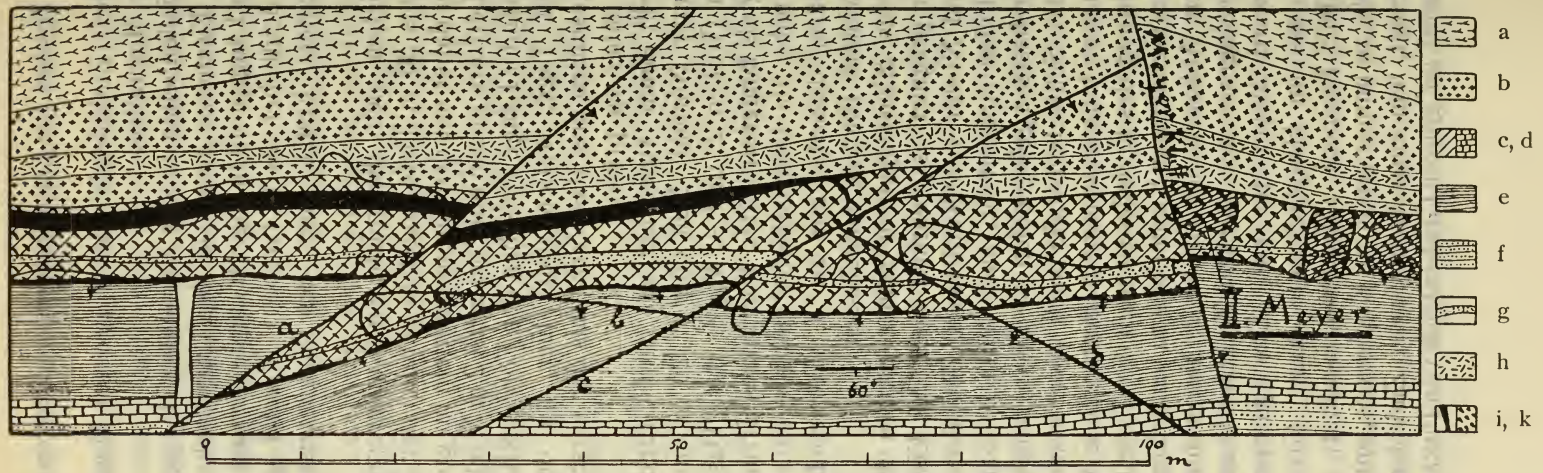
Dagegen ziehen sich die reicheren Kupfererzimprägnationen, durchschnittlich bis 30 m Tiefe, ungefähr parallel der Tagesoberfläche hin; sie schliessen daher mit den Eisenerzmitteln im grossen einen spitzen Winkel ein. Letztere gehen nun, bei meist 2 m Mächtigkeit, in mehr als 100 m streichender Länge zwischen den Förderschächten 4. Meyer und 2. Meyer zu Tage, treffen somit hier mit den Kupfererzen zusammen und gestatten uns, das Verhältnis der verschiedenen Erzarten zu einander näher zu prüfen.

Fig. 19 stellt einen Ausschnitt aus dem Grundrisse der 50 m Sohle (D. h. unter Normal—Null oder c. 20 m unter der Tagesoberfläche) in den Gruben 2. und 4. Meyer dar. Das Magneteisenerz tritt hier derartig als langgestrecktes, kompaktes Erzmittel unmittelbar oder doch ganz nahe am Dioritschiefer des Liegenden auf, dass man wohl geneigt wäre, dasselbe mit A. E. Törnebohm [73] als eine im Skarnlager primäre Bildung aufzufassen.

Hier, wo das Skarnlager in seiner ganzen Breite reich mit Schwefelerzen imprägnirt ist, enthält auch das Eisenerz in Menge kleine Butzen und Nester von Kupferkies, Zinkblende, Schwefelkies und anderen Sulfiden eingestreut; auch deutliche Gänge und Trümer der letzteren durchsetzen gelegentlich die Eisenerzmassen. Überhaupt erweisen sich die Schwefelmetalle auch hier immer unzweifelhaft als später wie letztere hinzugekommene Bestandteile der Lagerstätten.

In der Richtung des Erzfalles ist nach der Tiefe hin eine wesentliche Abnahme des Gehaltes an Kupferkies zu bemerken, bis schliesslich in den untersten Abbauen der Grube 2. Meyer nur noch Magneteisenerz mit feineingestreuter, dunkler Zinkblende ansteht. Dasselbe ist auch in Edward Meyer der Fall. Das Querprofil in Fig. 18 zeigt nämlich, dass im Hauptschachte dieser Grube erst in ungefähr 45 m Tiefe Eisenerz aufzutreten beginnt; auch hier wird es nach der Tiefe zu immer ärmer an Kupferkies, enthält aber durchgehends, wie gesagt, fein eingestreut dunkle Zinkblende. Überhaupt ist letzteres Mineral im ganzen Grubenfelde von Pitkäranta der unzer-

Fig. 19. Ausschnitt aus dem Grundrisse der 50 Meter Sohle in der Grube 2. Meyer mit den Verwerfungen an und westlich von der Meyer—Kluft.

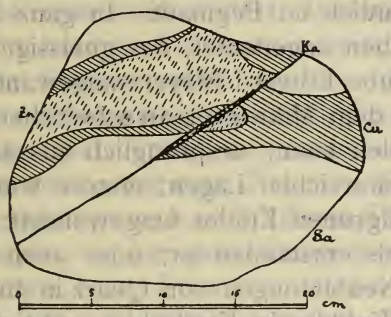



a = Granitgneiss, b = Dioritschiefer, c, d = Skarn, Kalkstein, e = Strahlsteinschiefer, f = Hornblendeschiefer, g = Gneiss, h = Pegmatit, i, k = Eisen, bezw. Kupfererz.

trennliche Begleiter des Magnetites. Diesem mit wenigen Ausnahmen niemals ganz fehlenden Nebengemengteil ist der auch in den sorgfältigst geschiedenen Stuferzen selten unter 0,5 % sinkende Zinkgehalt der Eisenerze (s. d. Tabelle 2. über Stuferze) zuzuschreiben, welcher eine sehr weitgehende Zerkleinerung der letzteren für die magnetische Aufbereitung und eine äusserst intensive Röstung der bei derselben erhaltenen Magnetitschlieche zur Notwendigkeit macht.

Da nun Zinkblende, wie wir weiterhin sehen werden, auch da in grossen Mengen im Magneteisenerz auftritt, wo von anderen Schwefelmetallen kaum Spuren zu finden sind, so dürfte sicher sein, dass letzteres und gewisse, namentlich dunklere Arten der Zinkblende genetisch zusammengehören und diese somit z. T. eine ältere Bildung als die übrigen Sulfide darstellt. Jünger oder mindestens gleichaltrig mit letzteren ist dagegen eine in allen Grubenfeldern

Fig. 19,a. Erzstufe aus der Grube Edward Meyer, die Verteilung der verschiedenen Erze innerhalb des Skarns zeigend.




Sa = Salitskarn. Cu = Kupferkies. Zn = Zinkblende
Ka = Mit Kalkspat ausgefülltes Verwerfungsspältchen.

nicht seltene, gelbbraune Blende. So zeigt beispielsweise Fig. 19,a eine Erzstufe aus der Grube Edward Meyer, wo derber Kupferkies mehr oder minder dicke Krusten innerhalb eines Hohlraumes in mittelkörnigem Salitskarn, Zinkblende dagegen die letzte Ausfüllung in ersterem bildet.

Auffallend ist im vorliegenden Lagerstättengebiete das Fehlen grösserer Pegmatitvorkommen innerhalb oder in nächster Nähe der Skarnlager, umsomehr als die übrigen, östlicher gelegenen Teile des alten Grubenfeldes ausserordentlich reich an Stöcken und Gängen dieses Gesteins sind.

Den vererzten Pegmatit im Liegenden der Grube 2. Schwartz und die Gangdurchkreuzung im Schachte 4. Meyer haben wir bereits angeführt; auch sind kleinere Stöcke und schmale Lagergänge von quarzarmem, dunkelrotem Pegmatit überall im Liegenden der Meyer-Gruben bis hin zur Kanalgrube, sowohl mittels Querschlägen, wie Diamantbohrlöchern durchfahren worden; im Hangenden dagegen hat nur das tiefe, horizontale, von der Grube Edward Meyer aus vorgetriebene Bohrloch nahe am oberen Kalk-Leithorizonte zwei 3, bezw. 5 m mächtige Pegmatitgänge überquert (s. Taf. XII.)

Die Pegmatite dieses Gebiets sind meist grobkörnig, stark epidotisirt und reich an sekundären Mineralien, wie brauner Granat, Scheelit, Kalzit usw., welche Ausfüllungen zwischen den wie zerfressen aussehenden Orthoklasindividuen oder von Hohlräumen innerhalb der letzteren bilden. An den Kanten der Feldspäte ist nämlich schon makroskopisch deutlich zu erkennen, wie sich grünlicher oder brauner Granat, letztere teilweise verdrängend, in ihnen angesiedelt hat. Auch Schwefelkies, seltener Kupferkies, Blende und Zinnstein finden sich gelegentlich im Pegmatit. In ganz ähnlicher Weise ist auch, wie bereits oben angedeutet, das gneissige Zwischenmittel im Hangenden der Grube Edward Meyer umgewandelt. Dieser Gneiss bestand, wie unter dem Mikroskop an schwächer zersetzten Partieen nachgewiesen werden kann, ursprünglich aus abwechselnden, feldspatreichen und quarzreichen Lagen; erstere wurden fast vollständig in feinkörnigen, hellgrünen Epidot umgewandelt, wodurch eine Art schiefriger Epidotfels entstanden ist; oder auch sind an die Stelle der Feldspatlagen Neubildungen von Quarz in dünnen, prismatischen Kristallen, dunkle Zinkblende, Kupferkies und Schwefelkies getreten, in denen sich nur selten noch Reste des ursprünglichen Feldspates zu erkennen geben. Auf den Quarzprismen sitzen wohl auch hie und da tafelförmige Kriställchen von Kupferkies aufgewachsen und die Lücken zwischen den Mineralaggregaten sind wie gewöhnlich durch Kalzit ausgefüllt.

Innerhalb des Skarnlagers ist Pegmatit äusserst selten und kommt dann vorwiegend in der Nähe des Liegenden als eine Art „Salitsyenit“ d. h. ein feinkörniges Gemenge von Orthoklas, Salit, Granat und Molybdänglanz, nebst reichlich eingestreutem Apatit und Titanit vor, also vollkommen analog den schon früher mehrfach beschriebenen Kontaktgebilden zwischen Pegmatit einerseits, und Dioritschiefer, Kalkstein oder Hornblendeschiefer andererseits.

Der Skarn der Meyer-Gruben besteht hauptsächlich aus mittelkörnigem bis grobspatigem, nur wenig uralitisirtem, grünem Salit mit untergeordnetem dunklen Granat und schwarzgrünem Epidot, von denen letztgenannte Mineralien sich meist deutlich als jüngere Bildungen im Vergleich zum erstgenannten zu erkennen geben. In Drusenräumen, namentlich des Magneteisenerzes, kommen wohl zuweilen Ausfüllungen von Pyroxen vor, dieselben bestehen aber aus Neubildungen eines lichtgrünen Diopsides in dünnen, nadelförmigen Kristallen. Von sonstigen in den Erzkörpern auftretenden Gangmineralien sind noch zu nennen: Hornblende, Strahlstein, Biotit, Chlorit, Kalzit, Scheelit und besonders reichlich Quarz, Amethyst und Prasem, sowie verschiedene Chalzedonarten, wie Achat, Karneol und Jaspis. Fluorit kommt wohl gelegentlich vor, ist aber im ganzen als grosse Seltenheit zu bezeichnen.

Zu den wichtigsten Erzmineralien gehören: Magnetit, Kupferkies, Zinkblende, Zinnstein und Schwefelkies; seltener treten auf: Magnetkies, Buntkupfererz, Kupferglanz, Bleiglanz und Molybdänglanz, letzterer als akzessorisch primärer Bestandteil meist in hexagonalen Blättchen im frischen Salitskarn oder im „Salitsyenit" eingewachsen. Es muss hervorgehoben werden, dass Molybdänglanz überhaupt nur ganz lokal, dann aber zuweilen, wie z. B. in den oberen Regionen der Kanalgrube, sehr reichlich vertreten ist, und zwar stets da, wo innerhalb oder in der Nähe des Skarnlagers Pegmatit vorkommt. Allem Anschein nach gehört dieses Sulfid, ebenso wie der S. 76 erwähnte Graphit, zu den postvulkanischen Kontaktprodukten der archäischen Granite, bezw. Pegmatite und hat mit der eigentlichen Vererzung — dies soll erst später bewiesen werden — nichts zu tun. Hieraus erklärt sich auch die grosse Seltenheit des Molybdänites im ganzen Erzgebiete von Pitkäranta und sein Auftreten hauptsächlich auf der durch Pegmatite besonders ausgezeichneten Strecke von der Kanalgrube bis zur Grube 1. Klee. Bezeichnend für das Alter dieses Minerales ist u. a. auch der Umstand, dass man dasselbe nicht selten in der Form hexagonaler Blätter in den Feldspäten der Pegmatite eingewachsen findet, wo seine primäre Natur nicht einen Augenblick in Frage gestellt werden kann.

Als mineralogische Seltenheiten sind aus den Meyer-Gruben noch zu erwähnen: Eisenglanz, teils als dichter, derber Blutstein in Drusen als Unterlage von Quarz, teils in nierenförmigen Aggregaten und Kügelchen auf Amethyst oder Quarz aufgewachsen. Auch Göthit findet sich hier zuweilen. Ferner wurde in der Grube 2. Meyer

auch etwas gediegenes Kupfer als dünne Anflüge in zersetztem Salit, sowie Klümpchen von gediegenem Silber innerhalb einer weisslichen, chloritischen Substanz beobachtet. Interessant sind endlich die Vorkommen von rundlich gepressten und gleichsam gekneteten Schwefelkieskristallen, welche gewöhnlich in einer serpentinösen Masse eingebettet liegen und, wenigstens dem Aussehen nach, stark an die von A. Bergeat abgebildeten, kleinen Pyritnieren im sog. „melirten Erz" des Rammelsbergs [1]) erinnern.

Sehr rätselhafte Gebilde sind ohne Zweifel die länglich-ovalen, meist mit derbem Quarz, seltener mit Granat, Epidot und verschiedenen Sulfiden ausgefüllten Drusenräume, die vorwiegend in der Grube 2. Meyer, und zwar im Hauptskarnlager, dagegen niemals im Parallellager, sowohl innerhalb des reicheren Erzes, als auch in den tauben Skarnmassen, stellenweise in recht grosser Menge angetroffen werden.

Diese oft mehrere dm langen, hie und da Einschnürungen in ihrer Breite aufweisenden Hohlräume im Salitskarn stechen durch die hellere Färbung ihrer Hülle stets etwas von der umgebenden dunkelgrünen Skarnmasse ab.

In der Regel enthält nun dieser gewöhnlich mehrere cm dicke, aus lichtem, hornfelsartigem Salitskarn bestehende Drusenmantel selbst da nur ganz spärlich Kupferkies und andere Sulfide eingestreut, wo der vorgenannte dunkle Skarn der Umgebung reichlich mit solchen Erzen imprägnirt ist. Es zeigt sich hier ganz offenbar, dass die dichte Skarnfelsart nicht günstig für den Absatz von Erzmineralien war.

Das Innere der Drusenräume ist manchmal äusserst mit 3 bis 5 mm dicken, abwechselnd helleren und dunkleren, grünen Krusten von Chalzedon ausgekleidet, denen sich nach innen zu meist gröbere Lagen von bräunlichem oder schwarzem Granat und Epidot, die sehr oft in grossen Kristallen angeschossen sind und zuletzt, wie gesagt, gewöhnlich derber Quarz oder Amethyst anschliessen; zuweilen folgt noch eine letzte Ausfüllung von Magnetit mit dunkler Zinkblende, Kupferkies u. a. Sulfiden. Kleinere Drusen mit feinsten Schichten von Bandachat, Karneol oder Jaspis kamen vornehmlich in den tieferen Teilen der Grube Edward Meyer, und zwar östlich von der Kanalkluft vor. (Die photographische Wiedergabe dieser eigentüm-

[1]) A. Bergeat. Über merkwürdige Einschlüsse im Kieslager des Rammelsbergs bei Goslar. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902. H. 9:

lichen Drusengebilde glückte leider wegen der geringen Helligkeitsunterschiede der verschiedenen Skarnarten nicht.)

Dass die erwähnten Chalzedon- u. a. Silikatkrusten sukzessiven Absätzen aus mineralhaltigen Lösungen ihre Entstehung verdanken, dürfte keinem Zweifel unterliegen, rätselhaft ist hier nur, dass der gewöhnliche, grobe Salitskarn in der Umgebung der Drusenräume eine dichtere Beschaffenheit annimmt.

Dieser Hornfels gleicht nun vollkommen dem Kalksilikatfels, welchen wir immer im Kontakt von Pegmatit und Kalkstein beobachten; und wir werden später, im mittleren Teile des hier in Frage stehenden Grubenfeldes, noch Beweise für die Auffassung erhalten, dass jene Drusenräume in der Tat im Zusammenhange mit dem Eindringen von Pegmatit in die untere Leitzone stehen.

Der Meyergruben—Komplex zeichnet sich durch eine Fülle grösserer und kleinerer Verwerfungen vor den übrigen Teilen des Grubenfeldes aus. Von der Kanalkluft war schon mehrfach die Rede. Westlich vom Schacht 2. Meyer wird ferner die untere Schichtenreihe nahezu rechtwinklig von der flach östlich einfallenden Meyer-Kluft durchsetzt. Offenbar genetisch mit letzterer zusammengehörige Nebensprünge stellen schliesslich die steil einfallenden, in Fig. 19 mit a, b, c und d bezeichneten Verwerfungsspalten dar, an denen z. T. recht merkbare Verschiebungen der angrenzenden Gebirgsteile stattgefunden haben, und zwar, wie das Längsprofil durch die Parallelerze von Grube 2. Meyer auf Taf. XII lehrt, sicher auch noch *nach* der Vererzung des Skarnlagers; anders lassen sich nämlich die Erscheinungen zwischen den Klüften b und d kaum erklären, woselbst das Parallelerz überall bloss bis c. 20 m Tiefe niedergeht, auf der West-, wie auf der Ostseite der genannten Verwerfungen dagegen stellenweise noch bis c. 40 m unter Tage fortsetzt.

Alle Verwerfungsspalten, sowie auch die dem Skarnlager im Hangenden zunächstliegenden Schieferschichten, sind stark verruschelt und bestehen aus chloritischen und talkähnlichen Zersetzungsprodukten der letzteren, gewöhnlich ohne jegliche Spur von Erzen. Die Rutschstreifen dieser oft mehrere Meter mächtigen „Schölar" gehen nicht selten innerhalb der einzelnen Lagen in verschiedenen Richtungen u. a. auch häufig nahezu horizontal, ein Beweis, dass am Hangenden und den Klüften entlang nicht nur Senkungen, sondern auch teilweise horizontale Verschiebungen durch Stauung der Ge-

steinsschollen stattgefunden haben müssen, und zwar, wie wir oben sahen, auch vielfach nach der Vererzung der Skarnzonen.

Betrachten wir nun die Querschnittsformen der Erzkörper etwas näher, so fällt die gedrungene Gestalt der Kupfererzvorkommen im Vergleich zu den geradezu schichtig erscheinenden Eisenerzen in die Augen.

So besitzt die Hauptkupfererzmasse der Grube 2. Meyer durchschnittlich 8 m Mächtigkeit bei nur c. 25 m Tiefenerstreckung, ferner die der Grube Edward Meyer 4 m Mächtigkeit bei nur c. 16 m Tiefgang, während die Eisenerzkörper gewöhnlich bloss 1 bis 1.5, höchstens 2 m mächtig sind, dabei aber bis mindestens 80 m Tiefe im Einfallen der Lagerstätte (s. Edward Meyer) verfolgt werden können.

Ausser den genannten Erzen kam nur noch Zinnstein in abbauwürdigen Mengen in den Meyer-Gruben vor; in den oberen Teilen dieses Lagerstättenkomplexes fehlte derselbe nirgends, er wurde daher stets, wenn auch in verhältnismässig geringen Quantitäten, zusammen mit mehr oder weniger Kupferkies, Zinkblende u. a. Sulfiden bei der Erzscheidung abgesondert.

Obgleich nun, wie früher auseinandergesetzt wurde, auch das Magneteisenerz noch bis zu ansehnlicher Tiefe mit den verschiedensten Schwefelmetallen imprägnirt ist, kann ich mich doch keines Falles entsinnen, wo Zinnerz innerhalb dieser tieferen Eisenerzregionen in sichtbarer Menge nachgewiesen worden wäre. Die Unterscheidung des schwarzen, feinverteilten Zinnsteins in einer körnigen Magnetitmasse ist allerdings nur sehr geübten Augen möglich, es könnte also wohl sein, dass tatsächlich das Vorkommen desselben der Beobachtung entgangen ist; jedenfalls dürften es aber nur unbedeutende Spuren gewesen sein, denn die Scheidebücher für die Jahre 1894 bis 1897 enthalten keinerlei Angaben über erbeutete Zinnerze aus den Gruben 2. und Edward Meyer. Die beistehende Tabelle zeigt auch im allgemeinen deutlich die Abnahme derselben mit der Zunahme der in den dortigen Tiefbauen gewonnenen Magneteisensteinmengen.

Es wurde nämlich erhalten:

| | Kupfererz. t | Eisenerz. t | Zinnerz. t |
|---|---|---|---|
| 1889 | 6,081 | — | 76 |
| 90 | 4,672 | — | 421 |
| 91 | 5,090 | — | 265 |

| | Kupfererz. | Eisenerz. | Zinnerz. |
|---|---|---|---|
| | t | t | t |
| 1892 | 284 | 3,195 | 61 |
| 93 | 3,525 | 6,394 | 28 |
| 94 | 2,982 | 9,694 | — |
| 95 | 938 | 3,070 | — |
| 96 | 1,357 | 6,682 | — |
| 97 | 1,801 | 3,406 | — |

Im ganzen haben beiläufig die Meyer-Gruben c. 1,200 t Zinnwascherz[1]) geliefert, nämlich:

Grube 4. Meyer 40 t.
„ 2. „ 485 t.
„ Edward „ 370 t.
„ 1. Omeljanoff 305 t.

Was das Auftreten des Zinnsteins im allgemeinen betrifft, so findet er sich sowohl im Haupt-, als auch im Parallellager in grösseren oder geringeren Mengen, bald als kleine Butzen und Nester, dann oft zu radialstrahligen Aggregaten (Sonnen) angehäuft, bald als Ausfüllung der Lücken zwischen den Bestandteilen des Skarnes, bezw. der Gangarten.

Auch in den Pegmatiten, z. B. im Schacht 4. Meyer, beobachtet man zuweilen Zinnstein fein eingesprengt. In Dünnschliffen dieses Gesteins füllt er eckige, offenbar durch Zertrümmerung des Feldspates oder Quarzes entstandene Zwischenräume aus und wird oft von Epidot und neugebildetem Quarz umhüllt, die hie und da ebenfalls lückenfüllend auftreten. Letzterer ist dann stets deutlich von dem stark wellig auslöschenden, primären Quarz zu unterscheiden.

Der Kupferkies kommt ähnlich wie in der Grube 1. Nikolai, jedoch in massiger Verwachsung mit Schwefel- und Magnetkies, zumeist als Butzen und Nester im drusigen Skarn oder als Ausfüllung zwischen den Uralitfasern, sowie zwischen den Granat und Epidotindividuen auf.

---

[1]) Unter Zinnwascherz sind hier bis kopfgrosse Stücke von Skarn oder Gangart mit dem blossen Auge sichtbaren, wenn auch ganz geringen Spuren von Zinnstein zu verstehen, welche mittels Erzbrechers zerkleinert, in der Zinnwäscherei aufbereitet und zu Zinnschliech angereichert wurden.

Dabei erweist sich der Zinnstein stets älter als die Schwefelmetalle, welche wohl Kristalle des ersteren oder Bruchstücke solcher umhüllen, dagegen niemals als Einschlüsse im Zinnstein vorkommen.

*Produktion.* Die Totalproduktion an Kupfer aus den Meyer-Gruben berechnet sich nach dem geförderten kupferhaltigen Haufwerke zu ungefähr 1,000 t, der Ertrag an Zinn dürfte dagegen kaum 15 t erreicht haben.

Ausserdem wurden nach den Scheidebüchern erhalten: 259 t Magnetit-Stuferz und 34,209 t sog. magnetisches Aufbereitungs-Erz mit einem mittleren Eisengehalte von 30 %.

Obgleich nun, wie aus den Profilen zu entnehmen, die Magneteisen-Erzkörper auch nach der Tiefe zu fortsetzen, wurde 1899 der Abbau in diesen Teilen des Grubenfeldes eingestellt, weil reichere und im Verhältnis zum neuen magnetischen Aufbereitungswerke günstiger gelegene Erze aus den neuen Grubenfeldern, namentlich Lupikko, erhalten werden konnten.

In betreff der Ausdehnung der Eisenerzvorkommen im westlichen Teile des alten Grubenfeldes muss noch hinzugefügt werden, dass dieselben, wie die magnetometrischen Untersuchungen ergeben haben, vom Schacht 2. Meyer noch bis etwa 200 m westlich von der Grube 1. Schwartz fortsetzen.

Infolge der im allgemeinen geringen Mächtigkeit und Seitenerstreckung der Eisenerzkörper im westlichsten Teile des alten Grubenfeldes, sowie wegen ihres wechselnden Auftretens, bald am Hangenden, bald am Liegenden der unteren Skarnzone, sind die magnetischen Kurvenzüge in diesen Gebieten äusserst unregelmässig entwickelt.

Im Südosten von der Grube 2. Meyer scheint Magneteisenerz in der unteren Zone nicht mehr in nennenswerter Menge nahe der Tagesoberfläche vorzukommen, ausser im alleröstlichsten Teile dieses Feldes, nämlich in der Umgegend der Grube 1. Klee, wo wieder stellenweise eine schwache Einwirkung auf die Magnetnadel zu verspüren ist.

### *Der Schurfschacht Mathilde.*

Etwa 100 m im O. von der Kanalgrube wurde 1902 ein Versuchsschacht am Liegenden des Skarnlagers entlang c. 22 m tief abgeteuft, jedoch kein abbauwürdiges Erz angetroffen. Der Skarn gleicht hier wohl recht dem der vorerwähnten Gruben, ist aber im

ganzen etwas mehr granat- und epidothaltig und erinnert daher schon einigermassen an die Skarnarten des mittleren Grubenfeldes, welches wir im folgenden schildern wollen.

---

### Der mittlere Teil des alten Grubenfeldes.

#### *Die Omeljanoff-Klee-Gruben im allgemeinen.*

Zu diesem Lagerstättenkomplexe rechnen wir die alte Zinngrube (früher auch 2. oder 3. Omeljanoff genannt), den neuen Zinnschacht, und die zusammenabgebauten Gruben 4. Omeljanoff, Toiwo, sowie 6. und 5. Klee (s. d. Längsprofile auf Taf. XI und in Fig. 20). Die Länge dieser vom neuen Zinnschachte bis zur Grube 5. Klee zusammenhängenden Grubenreihe beträgt gegen 800 m; hier lagen die grössten und reichsten Kupfer-Zinn- und Zinkerzvorkommen des ganzen Erzgebietes.

Alle diese Gruben ausser dem neuen Zinnschachte sind schon seit den ersten Zeiten des Bergbaues in Pitkäranta bekannt. Die alte Zinngrube wird 1840 auch unter dem Namen Wsewolod-Grube angeführt und die Grube 4. Omeljanoff (russ. tschetvjortij-vierter) prangt zur Zeit W. Omeljanoffs mit dem Namen L'élégante. Unter Toiwo sind eigentlich nur die tiefsten, unterhalb der Klee-Kluft gelegenen Abbaue der Grube 4. Omeljanoff zu verstehen.

Der grösste Teil der gesammten Zinnproduktion Pitkärantas stammt aus dieser Gegend und auch die Menge des von hier gewonnenen Kupfers ist beteutend grösser als die aller übrigen Gruben zusammen.

Das Einfallen der Lagerstätten nimmt von Grube 3. Omeljanoff von etwa 65° allmählich bis 45° in Grube 5. Klee ab. Die Mächtigkeit der Skarnzone erreicht auf der Westseite dieses Grubenkomplexes 10 bis 14 m (4. Omeljanoff) geht aber in der 6. und 5. Klee wieder auf 5—6 m hinab. Nur ausnahmsweise ist sie scheinbar bedeutend grösser, nämlich da, wo sich Pegmatitlagergänge zwischen die Schichten eingezwängt haben (s. d. Profil in Fig. 26 und das der alten Zinngrube auf Taf. XII).

Das gneissige Zwischenmittel der westlichen Gruben ist nur noch von der alten Zinngrube an bis 4. Omeljanoff hin zu beobachten, weiter nach Osten konnte dasselbe bloss östlich vom Förder-

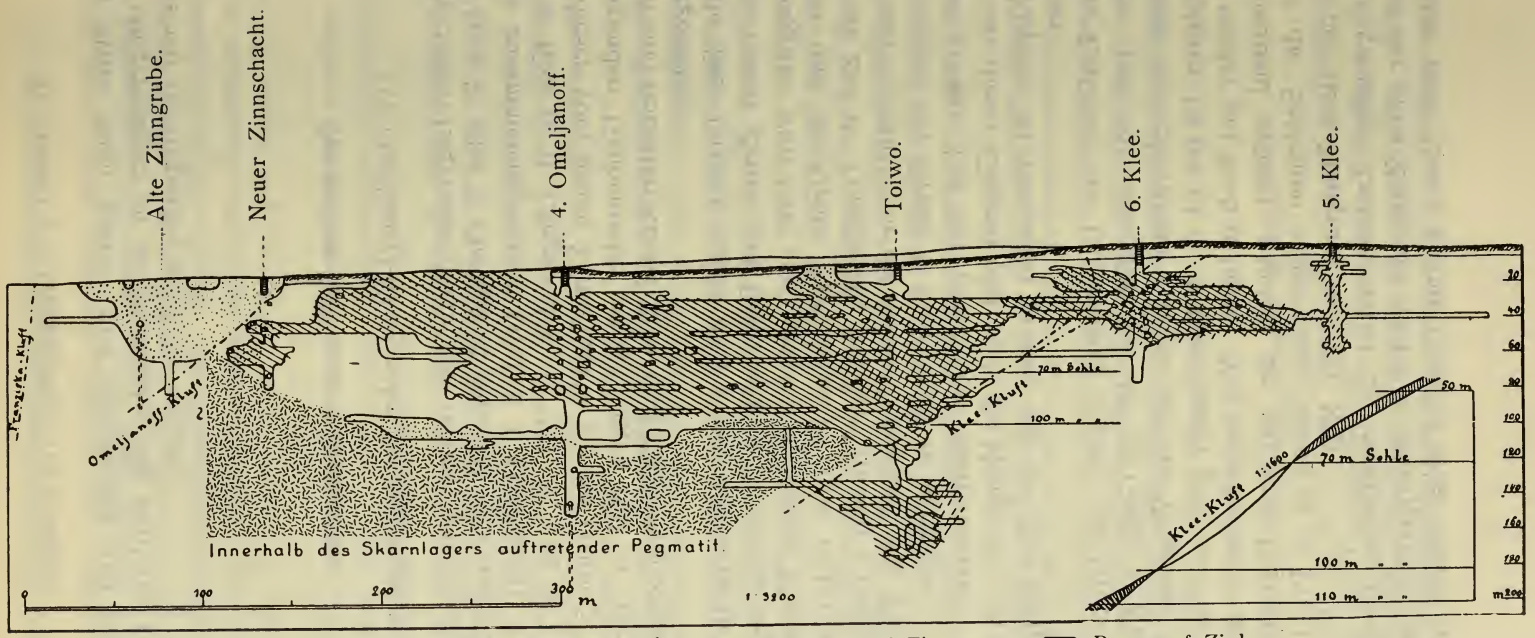



Fig. 20. Längsprofil durch den mittleren Teil des alten Grubenfeldes von Pitkäranta.

schacht 4. Omeljanoff und zwar in 100 m Tiefe, wenn auch weniger konstant, sowie stark reduzirt, nachgewiesen werden und in 6. und 5. Klee schliesslich fehlt es scheints vollständig.

Während das Liegende des Skarnlagers auf der ganzen Strecke von 1. Schwartz bis zur Franziska-Kluft aus Dioritschiefer besteht, wie wir ihn auch 300 m nördlich von der Kanalgrube mitten im Granitgneiss anstehend finden, ruht die untere Skarnzone unmittelbar auf Granitgneiss, der hier, wenigstens in nächster Nähe der Skarnlager, vollkommen gneissigen Habitus besitzt. Erst nahezu 150 m u. T. treten in 4. Omeljanoff wieder, wie das Querprofil dieser Grube auf Taf. XII angiebt, zusammenhängende, bis 5 m mächtige Lagen von Dioritschiefer auf. Von den auf der Ostseite des Schachtes sporadisch im Liegenden vorkommenden Schieferschollen war schon in der allgemeinen geologischen Übersicht S. 70 die Rede. Über die Schichtenfolge in diesen Teilen des Grubenfeldes im allgemeinen geben die vier obersten Querprofile auf Taf. XII, ferner Fig. 25 und das Schema dazu in Fig. 26, sowie die geologische Karte des alten Grubenfeldes Aufschluss. Wir erkennen, dass die Strahlsteinschieferserie äusserst schmal ist (stellenweise nur 2 m mächtig), sodass die untere Skarnzone mit der mittleren Kalkzone beinahe verschmilzt, wobei aber die letzgenannte stets als solche erhalten, höchstens etwas skarniger ausgebildet, aber eigentümlicher Weise niemals vererzt ist, trotzdem sie, wie gesagt, den reichen Erzkörpern der untersten Zone oft ganz nahe liegt. (Vergl. S. 91).

In der Nähe des Mathilde-Schachtes beginnen innerhalb und in der Nähe der Skarnzone im Hangenden, wie auch im Liegenden grössere Massen von Pegmatit aufzutreten, ohne dass sich jedoch die Beschaffenheit der mittleren Zone dadurch verändert. Wie die Bohrversuche im W. der Grube 3. Omeljanoff lehren, zwängt sich der Pegmatit gewöhnlich fingerförmig von unten zwischen die Schichten ein, und die Lagergänge schwellen lokal zu recht ansehnlicher Mächtigkeit an, um einige 10 m weiter wieder stark verdrückt zu erscheinen.

Im Stollen (s. d. Querprofil der alten Zinngrube und des Stollens auf Taf. XII.) sind ausser den drei in den Schiefern eingelagerten Kalk-Skarnzonen grosse, stockförmige Massen von Pegmatit aufgeschlossen worden (vergl. auch das genaue Profil des Stollens bei A. E. Törnebohm [73]). U. a. steht am Hangenden der oberen c. 5 m mächtigen Kalkzone ein beinahe doppelt so mächtiger Pegmatitgang an. Im Kontakt des letzteren mit dem Kalkstein ist wohl meist eine schmale, silikatreiche Zone entwickelt, im übrigen aber

besteht das Lager aus buntscheckigem Ophikalzit, in welchem mikroskopisch hie und da noch Reste des ursprünglichen Salites innerhalb der Serpentinflecken erscheinen (s. d. Block h in Fig. 1 auf Taf. III).

Dicht am Hangenden der alten Zinngrube sehen wir ferner einen Pegmatitgang sich zwischen das gneissige Zwischenmittel und das Parallelskarnlager einschieben, wodurch das untere Skarnniveau zwischen dem Granitgneiss und dem Strahlsteinschiefer scheinbar 20 m Mächtigkeit erreicht.

Dieselbe Erscheinung finden wir im Tagebau auf der Westseite des Förderschachtes 4. Omeljanoff (s. Fig. 25 und 26), nur dass der Pegmatit hier zwischen das *Hauptskarnlager* und die Gneisseinlagerung eingedrungen ist und sowohl dieses sowie der Pegmatit, als auch das Parallelskarnlager reich mit Kupfer- und Zinnerz imprägnirt sind, während das Parallelager der alten Zinngrube, wenigstens im Stollen, taub ist. Im obersten Querschlage der Förderschachtes, also nur etwa 30 m östlicher scheint, soweit bei dem gänzlich verfallenen Zustande des Aufschlusses beobachtet werden konnte, nur ein ganz schmales Pegmatittrum im hangenden Skarn vorzukommen.

Die bedeutendsten Pegmatitmassen in diesem Teile des alten Grubenfeldes aber finden wir zwischen dem sog. neuen Zinnschacht und dem Tagebau der Grube 4. Omeljanoff. Hier ist der Zusammenhang der Skarnzone durch eine sie spitzwinklig durchschneidende, injizirte Verwerfung unterbrochen, die mehr als 50 m der streichenden Länge des unteren Lagerhorizontes einnimmt. Die den letzteren im Hangenden und Liegenden begrenzenden und, wie wir oben sahen, z. T. auch in den Skarn eingedrungenen Pegmatitgänge hängen ohne Zweifel mit den vorerwähnten stockförmigen Eruptivmassen zusammen. Nach O. zu keilen sie grösstenteils, ohne den Toiwo-Schacht zu erreichen, aus und sind in der Nähe des Ausgehenden innerhalb des Skarnlagers in Toiwo und 6. Klee nur noch in kleineren, unzusammenhängenden Partieen zu konstatiren.

Je tiefer jedoch die Ausrichtungsbaue vorgedrungen, desto reichlicher hat sich in diesem Teile des Grubenfeldes Pegmatit, oft in gewaltigen stockförmigen Massen das Skarnlager verdrängend, eingestellt. So erstreckt sich der in Fig. 20 im Längsprofil der Omeljanoff-Gruben eingezeichnete, innerhalb des Skarnlagers auftretende Pegmatitrücken nachweislich vom neuen Zinnschachte bis in die Nähe des Toiwo-Schachtes, von wo er, in mehrere Gänge zersplittert

und bloss im Hangendschiefer, auch auf der Ostseite der Klee-Kluft fortsetzt.

Über die Querschnittsformen dieser Pegmatitintrusionen giebt wieder das Querprofil der Grube 4. Omeljanoff auf Taf. XII, ferner auch das in A. E. Törnebohms oft zitirtem Aufsatz auf Seite 329 dargestellte Profil des „Zinngesenkes" näheren Aufschluss; auch lenkt dieser Forscher hierbei die Aufmerksamkeit auf die eigenartige Tatsache, dass die stockförmigen Pegmatitmassen in ihrem Inneren meist mittelkörnig granitische Struktur besitzen, nach aussen dagegen gröber, reicher an Plagioklas, sowie pegmatitähnlich werden und hier mit dem Skarn die schon oben geschilderte Vermischung zu einer Art Malakolithsyenit eingehen. Die erstgenannten Erscheinungen erinnern offenbar an die Stockscheider im sächsichen Erzgebirge; sie sind am deutlichsten im neuen Zinnschachte zu beobachten.

In der Tiefe des Förderschachtes 4. Omeljanoff liegt wahrscheinlich ebenfalls eine injizirte Verwerfung vor, denn im Liegenden des Pegmatitlagerganges ist das Skarnlager 12 m, im Hangenden dagegen nur 5 m mächtig und ruht an letzterer Stelle auf Dioritschiefer, während bis 150 m Tiefe Granitgneiss die Unterlage des tiefsten Skarnniveaus bildet.

Was die Zusammensetzung der Pegmatite betrifft, so sind sie im allgemeinen nicht sehr grobkörnig, arm an Glimmer (Biotit) und mit Vorliebe schriftgranitisch ausgebildet. Stellenweise findet man auch innerhalb der Skarnmassen überaus stark gequetschte Pegmatitpartieen, in denen letztere [ähnlich wie die von G. Linck[1]) geschilderten Pegmatite des oberen Veltlin] in ein augengneissähnliches Gestein[2]) umgewandelt sind. Länglich runde Feldspataugen liegen dann nämlich in grusig zermalmtem Quarz eingebettet, wodurch das Gestein bei feinerem Korn eine Art Fluidalstruktur aufweist. Gewöhnlich beobachtet man nun diese hochgradig kataklastische Varietät an solchen Stellen, wo wenig mächtige Lagergänge durch normal zum Streichen stattgefundenen Seitendruck in nieren-oder brotlaibähnliche Teilstücke[3]) abgeschnürt worden sind, welche zu-

---

[1]) Linck, G., Die Pegmatite des oberen Veltlin. Jenaische Zeitschr. f. Naturwiss. Bd. 33. 1899.

[2]) Sehr schöne Belegstücke kann man auf den Halden im W. vom Förderschacht 4. Omeljanoff (nördlich vom Tagebau) erhalten.

[3]) Solche in Druckstücke zerteilte, meist schmale Eruptivgänge beobachtet man sehr häufig auch in den Kalklagern des südwestlichen Finnland z. B. im Kirchspiel Lojo und Karis-Lojo. (s. a. S. 92).

nächst von einer schmalen, feinkörnigen bis dichten, hellgrünen, allmählich in gröberen und mit Kupferkies u. a. Sulfiden imprägnirten Skarn übergehende Zone von Kalksilikathornfels umgeben sind, wie wir ihn schon mehrfach als Kontaktbildung zwischen Granit und Kalkstein erwähnten.

Es liegt nahe, die Entstehung dieser Kontaktzone in die Zeit zu verlegen, wo das unterste Leitlager noch teilweise als kristalliner Kalkstein vorlag und das eindringende Pegmatitmagma letzteren im Kontakte zu Kalksilikatfels[1]) umwandeln konnte. Durch den Gebirgsdruck wurden die Gänge dann in perlschnurartig aneinandergereihte Quetschlinsen zerschnürt und der umgebende Kalkstein später durch die die archäischen Granite begleitenden postvulkanischen Prozesse zu grobspatigem Salitskarn verändert. Da wo besonders intensive Vererzungsprozesse innerhalb der Skarnzonen stattfanden, konnten schliesslich die Pegmatitdruckstücke fortgelöst und die entstandenen Höhlungen mit Gang- und Erzmineralien nach Art der Achatmandeln ausgefüllt werden.

In dieser Weise dürften auch die von den Meyer-Gruben erwähnten, mit derbem Quarz, Achat, Chalzedonarten und Erzen ausgefüllten Drusenräume gebildet worden sein. (Der umgebende Skarn ist hier meist stärker als sonst zersetzt und mit dichtem, gelbem oder rötlichem Jaspis getränkt. Ein Teil der in den Hohlräumen abgesetzten Kieselsäure dürfte daher wohl, wie dies ja für die Melaphyrmandeln angenommen wird, aus dem Nebengestein ausgelaugt sein). Bezeichnend ist auch, dass wir ähnliche Gebilde nur in den von Pegmatiten reichlich durchsetzten Skarnlagern, nämlich im alten Grubenfelde, dagegen weder im neuen Grubenfelde, noch in Hopunwaara oder Lupikko antreffen.

Übrigens spielen die vorstehend geschilderten Quetschlinsen, wie wir besonders in den Grubenfeldern von Hopunwaara und Lupikko sehen werden, bei der Erklärung der Entstehung unserer Erzlagerstätten ebenfalls eine wichtige Rolle. Dort sind es aber nicht Pegmatitgänge, sondern massige Skarninfiltrationen, welche innerhalb des Kalksteins zu „Skarnaugen“ abgequetscht wurden.

[1]) An der östlichsten Spitze des in der Grube Toiwo innerhalb des Skarnlagers auftretenden Pegmatites findet man im Kontakte des letzteren und des Skarns grössere Massen eines aus grünlichem, schalig gebautem Vesuvian in undeutlichen Kristallen zusammengesetzten Gesteins, das kaum anders als in Berührung mit dem ursprünglichen kristallinen Kalkstein entstanden gedacht werden kann. Es ist dies beiläufig die einzige Stelle im alten Grubenfelde, wo bis jetzt Vesuvian angetroffen worden ist.

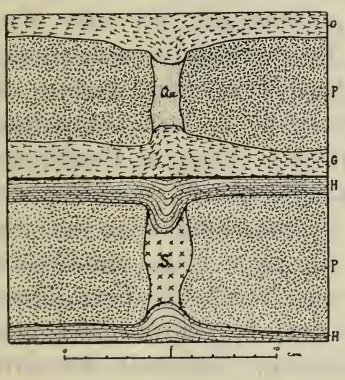
In Fig. 21 (unten) ist ferner getreu nach grösseren Belegstücken dargestellt, wie auch innerhalb des zu plastischer Umformung wenig geneigten Hornblendeschiefers Pegmatitgänge unter gewaltigem Gebirgsdruck in geschiebeähnliche Teilstücke zerdrückt wurden und allerseits Schiefermaterial in die entstandenen Zwischenräume eingedrungen ist.

Das Gleiche beobachtet man auch oft an Skarninfiltrationen innerhalb der Strahlstein-Glimmerschiefer z. B. am Hangenden der Grube 4. Omeljanoff u. a. a. Stellen. Scharfkantige, grössere und kleinere Bruchstücke von grobspatigem Salitskarn erscheinen dort von der Schichtfläche gesehen gleichsam durch feinkörnigen Schiefer verkittet. Im Querbruche bemerkt man jedoch bald, dass ersterer vielmehr gleich einer plastischen Masse zwischen die Skarnflatschen eingepresst worden ist, wodurch letztere im Verhältnis zu einander verschoben wurden. Die entstandenen Hohlräume und Streckrisse

Fig. 21. Zwischen Pegmatitdruckstücke eingepresste Granitgneiss-bezw. Hornblendeschiefermasse.

Aus Grube 4. Omeljanoff.

Aus Grube Ristaus.




G = Granitgneiss.
H = Schiefer.
P = Pegmatit.
Qu = Quarz.
S = Erzmineralien und Silikatneubildungen.

Verkleinerte Kopieen von Gesteinstücken.

wurden später mit Erz- oder Gangmineralien ausgefüllt und konnten so Veranlassung zu sehr rätselhaften Erzmitteln, auf den ersten Blick wenigstens, geben.

Über das scheinbar plastische Verhalten des Granitgneisses war schon auf Seite 65 die Rede. Die Erfahrung in unserem Erzgebiete lehrt somit, dass der Dioritschiefer, die Pegmatite und der Kalksilikatfels oder Skarn eine rupturelle Umformung erleiden, wo gleichzeitig der Granitgneiss, die Schiefer und der Kalkstein eine hervorragende Translationsfähigkeit bekunden. Ähnliche Erschei-

nungen sind in der einschlägigen Literatur schon vielfach beschrieben, aber zuweilen in anderer Weise gedeutet worden [1]).

Wo schmälere Pegmatitquergänge *parallel* zu ihrer Streichrichtung d. h. normal zum Schichtenstreichen zusammengepresst wurden, sind sie übrigens nicht in einzelne Stücke zerdrückt, sondern zu vielfachen Schlingen zusammengefaltet worden.

Drei grosse Verwerfungsspalten durchschneiden den vorliegenden Lagerstättenkomplex: die Franziska-, die Omeljanoff- und die Klee-Kluft. Die erste von ihnen ist schon früher genauer besprochen worden; sie konnte bis jetzt nur an der Tagesoberfläche nachgewiesen werden. Die zu ihr gehörige Nebenspalte gleich östlich vom neuen Zinnschacht ist dagegen auch teilweise von den oberen Partieen der letztgenannten Grube her bekannt. Danach scheint sie mit c. 40° nach NW. einzufallen und dürfte den schon anfangs der 80-er Jahre mit Versatzbergen ausgefüllten Schacht 3. Omeljanoff in der Tiefe durchschneiden. Genaueres ist darüber jedoch nicht zu ermitteln.

An der Tagesoberfläche steht auf der O.-Seite der Verwerfung, gegenüber dem Hauptskarnlager der alten Zinngrube, teils Granitgneiss, teils dicht am Pegmatitstock noch einige m tauber Salitskarn an. Die Westseite der Verwerfung scheint danach im Verhältnis zur Ostseite etwas gesunken zu sein. In demselben Sinne ist auch das Liegende der Grube 6. Klee im Verhältnis zu dem der Grube 5. Klee an der Klee-Kluft verstellt, überall aber dürfte das Ausmass der Störung, wie die Beobachtungen an der bis nahezu 150 m Tiefe aufgeschlossenen, c. 30° nach NW. einfallenden Klee-Kluft lehren, nur unbedeutend gewesen sein. Die Grenzlinien des Liegenden der beiderseitigen Lagerstättenteile sind nämlich niemals mehr als einige dm an einander verschoben. Innerhalb der Grube 6. Klee verzweigt sich, wie das Längsprofil zeigt, auch die Klee-Kluft in der Nähe der Tagesoberfläche in mehrere Nebensprünge.

Die Ausfüllung aller dieser Spalten besteht hauptsächlich aus mehr oder weniger zerriebenem und zu chloritischen, talkigen, sowie von Kalzit durchtränkten Substanzen umgewandeltem Nebengestein d. h. Salitskarn, und von besonderem Interesse sind hier die in der Klee-Kluft namentlich zwischen der 50 und 100 m-Sohle auftretenden Brekzien, welche aus Bruchstücken eines graugrünen, dichten, mit Kupferkies, Buntkupfererz, Zinkblende und Schwefelkies gespick-

---

[1]) Op. cit. vergl. S. 92 unter [1]).

ten Gesteins bestehen, die meist nach Art der Ringelerze noch von einer einige mm dicken Kruste von gelblichem Chalzedon umrandet und durch Kalkspat verkittet sind, in dessen Höhlungen Kupferkies, gelegentlich in deutlichen, sphenoïdischen Kristallen, sowie tiefblauer Fluorit in schönen Oktaëdern angeschossen sind. U. d. M. löst sich das grünliche Gestein der Bruchstücke in winzigste, stark umgewandelte Skarnfragmente auf. Die ganze Masse ist von Chalzedon und Kalzit durchtränkt und mit den obengenannten sowie anderen Erzen imprägnirt. Der Kupferkies ist teilweise von den Rändern aus in Buntkupfererz umgewandelt.

Hier haben wir also deutlich von jüngeren Krusten umhüllte Bruchstücke älterer, schon verkitteter und vererzter Gesteinsfragmente vor uns, die wiederum durch Kalzit, Fluorit und Kupferkies zementirt sind, ein Beweis dafür, dass an der Verwerfungskluft mehrfach und durch bedeutende Zeiträume getrennte Bewegungen stattgefunden haben müssen.

Erwähnenswert ist ferner noch die windschiefe Verdrehung der Kluftfläche dieser Klee-Spalte zwischen der 70 m und der 100 m Sohle, welche erstere in der Fig. 20 in doppeltem Masstabe des Längsprofiles nach den Grubenrissen dargestellt ist. Hier bezeichnet der schraffirte Teil die untere Seite der Kluftfläche, soweit letztere innerhalb der Skarnzone auftritt.

Die Harnische oder Furchen auf den Kluftflächen besitzen gewöhnlich schräg abwärts gerichtete Streifungen, man findet aber auch Stellen, wo dieselben fast horizontal verlaufen, es haben also an diesem Sprunge, wie übrigens teilweise an den anderen Spalten dieses Grubenfeldes, auch durch die ausserordentlich flache Lage des Verwerfers begünstigte Überschiebungen durch Stauung der Gebirgsschollen stattgefunden. Hierauf weist u. a. die Verteilung der Erzkörper zu beiden Seiten der Verwerfung hin, worüber später zu sprechen sein wird.

Die hauptsächlichsten in diesem mittleren Teile des Grubenfeldes vorkommenden Erzmineralien sind nach ihrer Häufigkeit geordnet: Kupferkies, Zinnstein, Zinkblende und Magnetit.

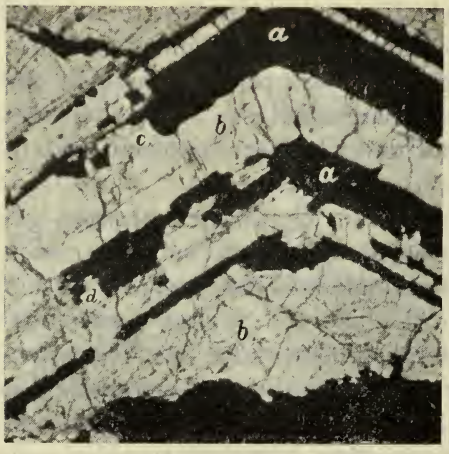
Die reichsten Kupfererze fanden sich innerhalb des vom Tagebau auf der W.-Seite des Förderschachtes 4. Omeljanoff schräg nach O. geneigten, im Längsprofil deutlich hervortretenden Erzfalles, mit einer mittleren Mächtigkeit des Erzkörpers von 5 m und einer Tiefenerstreckung desselben im Einfallen der Lagerstätte von 80 bis 100 m. Das 4. Omeljanoff-Erzvorkommen erinnert offenbar in sei-

nem Auftreten an die, wenn auch schmäleren Eisenerzkörper der Meyer-Gruben, unterscheidet sich aber dadurch wesentlich von den letzteren, dass es im ganzen mehr in der Mitte der Skarnzone aufsetzt und nicht so genau an den hangenden oder liegenden Kontakt gebunden zu sein scheint.

Der im Querprofile der Grube 4. Omeljanoff abgebildete Kupfererzkörper ist aber keineswegs in seiner ganzen Mächtigkeit vererzt, vielmehr ist der sehr granatreiche Salitskarn lagenweise, bald im Hangenden, bald im Liegenden mit derben Butzen und Nestern von Kupferkies durchsetzt und vertaubt ausserhalb der eigentlichen Grubenräume sehr schnell in beiden Richtungen.

Im Dünnschliffbilde Fig. 22 ist eine Partie von solchem vererzten Granatskarn dargestellt. Zwischen den einzelnen Zonen des Granates sind Kupferkies mit Körnern von Zinkblende, etwas Quarz, Kalzit und Chlorit infiltrirt; dabei sind die einzelnen Zonen, wie links oben zu sehen, stellenweise durch Kiesquertrümer mit einander verbunden. U. d. M. erkennt man, dass der Granatkristall von einer Seite aus angefressen wurde, sodass die erzführenden Lösungen dann leicht zwischen den Schalen desselben eindringen konnten.

Fig. 22.




Granat, teilweise durch Kupferkies verdrängt. Grube 4. Omeljanoff.
a = Kupferkies, b = Granat, c = Quarz, d = Kalzit.
Vergr. 1 : 22.

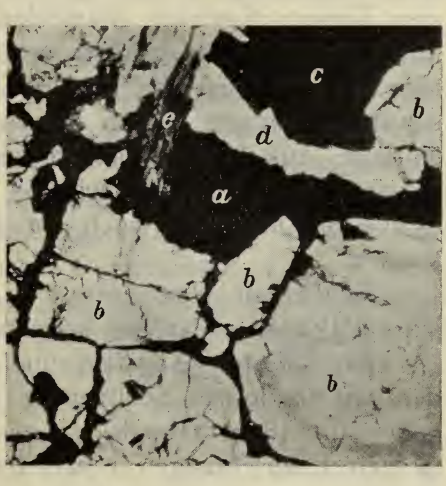
Fig. 23 zeigt dagegen Partieen von zermalmtem und durch Kiese, Kalzit usw. zementirtem Granat, dessen zusammengehörige Bruchstücke z.B. rechts unten noch gut zu erkennen sind.

In der Gegend des Toiwo-Schachtes nimmt der Skarn neben Kupferkies immer mehr dunkle Zinkblende auf, bis letztere endlich in der Nähe der Klee-Kluft so überhand nimmt, dass die Skarnmassen nicht mehr den Abbau lohnen, da die Zinkblende nur arm und sehr stark eisenhaltig ist. In 6. Klee war dieselbe Erscheinung in der Richtung zum Schacht 5. Klee hin zu beobachten. Unterhalb der Klee-Kluft

war das Erz bis nahe an dieselbe heran abbauwürdig, um nach O. zu mehr und mehr in arme, von Magnetit durchsetzte Zinkblende überzugehen.

Auch in der Tiefe des Toiwo-Schachtes verändert sich das reiche Kupfererz in östlicher Richtung zu so zinkhaltigen Mitteln, dass alle Abbaue daselbst 20—30 m vom Förderschacht an eingestellt werden mussten. Die Lage dieser Zinkblendezone unterhalb der Klee-Kluft im Vergleich zu den entsprechenden Partieen oberhalb derselben machen es wahrscheinlich, dass das tiefste Toiwo-Kupfererzmittel im Verhältnis zum Omeljanoff-Erzkörper, wie wir schon oben andeuteten, etwas abgesunken ist.

Fig. 23.




Zermalmter und durch Kiese wieder verkitteter Granat. Grube 4. Omeljanoff.
a = Kupferkies, b = Granat (zonarstruirt), c = Schwefelkies, d = Kalzit, e = Strahlstein.
Vergr. 1:20.

*Kupferproduktion.*

Ehe wir uns nun den Zinnerzen zuwenden, sind noch einige Angaben über die Kupferproduktion der Omeljanoff-Gruben zu machen. Wieviel Kupfer eigentlich aus diesem Grubenkomplexe gewonnen worden, ist mangels genauerer Angaben in den ersten Jahrzehnten des Grubenbetriebes äusserst schwer zu ermitteln. Nach der Totalförderung lässt sich jedoch die Kupferausbeute zu mindestens 3,600 t berechnen, sie war also doppelt so hoch, wie die des westlichsten Gebietes, der sogen. Meyer-Gruben.

Die Sulfidererze weichen in ihrer Verteilung innerhalb der Skarnmassen offenbar nicht wesentlich von den früher geschilderten in den westlichen Gruben ab, dagegen haben die im mittleren Felde so besonders reichlich vorkommenden Zinnerze insofern Eigentümlichkeiten von grösstem Interesse aufzuweisen, als sie, ausser fein verteilt oder als kleinere Nester im Skarnlager, auch in auffallend grosser Menge in den feldspatreichen Gesteinen dieses Grubenfeldes, nämlich im Granitgneiss und Pegmatit, sich angehäuft finden.

### *Die alte Zinngrube oder 3. Omeljanoff.*

Leider sind wir, was das grösste Zinnsteinvorkommen des Gebietes, die alte Zinngrube betrifft, auf die wenigen in der älteren Literatur zu findenden Daten angewiesen, da schon im Jahre 1885 der grösste Teil der Grube mit Bergeversatz ausgefüllt war und weder im Bergamtarchiv noch in der Grubenkanzlei von Pitkäranta irgendwelche das geologische Vorkommen beleuchtende Karten erhalten sind. In den späteren Jahren (s. d. Tabelle) wurde nur am Ausgehenden in dem noch jetzt erhaltenen Tagebau etwas armes Zinnerz abgebaut. Immerhin haben jedoch die Zinnerzvorkommen im neuen Zinnschachte, sowie diejenigen nahe am Ausgehenden zwischen letzterem und dem 4. Omeljanoff-Schacht, ferner auch besonders diejenigen in den oberen Teilen der Grube 6. Klee vielfach so gute Aufschlüsse über das eigenartige Auftreten des Zinnsteins geliefert, dass wir uns auch von dem alten Zinnerzvorkommen der Grube 3. Omeljanoff noch einigermassen eine Vorstellung machen können.

Sehen wir aber vorerst zu, was in der Literatur der Jugendjahre Pitkärantas darüber berichtet ist.

Die ältesten Angaben über das Auftreten des Zinnsteins finden wir in Jossas Schilderung des Schurfschachtes 3. Omeljanoff vom Jahre 1843. Damals war dieser etwa 30 m tief und nur wenig in den Feldrichtungen bearbeitet worden. Vorwiegend Zinnstein und nur sehr wenig Kupferkies kam hier vor. Der Gang (noch bis 1879 wurde, wie bereits in der Einleitung gesagt, das Skarnlager als Dioritgang aufgefasst) war nicht in seiner ganzen Mächtigkeit erzführend, sondern der Zinnstein bildete, fein eingestreut, Trümer und Nester, die sich nach dem Streichen und Fallen der Lagerstätte hinzogen. Die ganze Mächtigkeit der erzführenden Masse betrug nahe am Ausgehenden 1.5 m, in der Tiefe jedoch c. 2 m. Ausserdem wurde der Gang normal zur Einfallsrichtung von 0.5—1.5 m von einander abstehenden Granittrümern von 2—3 cm Dicke durchsetzt, die den Skarn bald anreicherten, bald vertauben liessen. Der Reichtum des Gebietes an Zinnstein war sehr verschieden, stellenweise gab das Erz im Sichertroge bis 28 % Schliech d. h. c. 14 % Sn; der mittlere Gehalt des ersteren dürfte 2 % Sn betragen haben.

Erst 1860 begann in der Zinngrube ein regerer Abbau, der mit mehrjährigen Unterbrechungen bis 1873 fortgesetzt wurde, zu welchem Zeitpunkt ungefähr die Grube, wenigstens in ihren tieferen

Teilen, als gänzlich abgebaut angesehen wurde und später, wie gesagt, nur noch am Ausgehenden etwas Zinnstein lieferte. Das von G. Schoultz-Ascheraden [51] 1876 gegebene Profil von „Grube N:o III" hat viel Ähnlichkeit mit unserem Querschnitt des Stollens und der alten Zinngrube auf Taf. XII, giebt aber wohl nur die Verhältnisse irgend eines tiefer gelegenen, stark verdrückten Teiles der Lagerstätte wieder, da die ganze Mächtigkeit der Skarnzone sammt den Pegmatitlagen bloss mit 4 m eingezeichnet ist. Das Profil ist übrigens wie folgt aufgebaut: der Granitgneiss des Liegenden ist 1 m tief vererzt, darauf folgen 2.1 m Salit mit wenig Zinnerz, dann 1.05 m Salit mit viel Zinnerz, ferner 0.7 m tauber Granit und 0.18 cm Salit mit wenig Kupferkies, sowie schliesslich im Hangenden wieder Granit. Möglicherweise aber wurde das Skarnlager in der Tiefe von *mehreren* Granitgängen durchsetzt und das Profil stellt somit nur den liegendsten Teil des Skarnlagers dar. Hierauf deuten auch die Worte hin: „das Vorkommen des Zinnerzes scheint bedingt zu sein durch zwei jüngere Granitgänge von feinkörniger Textur, welche in das ursprüngliche Lager eingedrungen sind".

Wie dem auch sein mag, so zeigt jedenfalls das Profil, dass der Granitgneiss bis 1 m tief und eine ebenso mächtige Lage am hangenden Granite reich an Zinnerz, die Mitte des Skarnlagers dagegen fast frei von solchem ist. Dieselbe Bevorzugung der den Kontaktflächen zunächstliegenden Partieen des Skarnlagers durch die Vererzung werden wir beiläufig auch im neuen Zinnschacht (s. d. Profil desselben), bei den Zinnerzvorkommen der Grube 6. Klee und an anderen Stellen konstatiren. Geradezu typisch ist sie ja, wie wir sahen, bei den Magneteisenerzen und zum Teil auch bei den Kupfererzen, wenngleich die Erze dort nur selten ausserhalb des eigentlichen Lagerraumes vordringen.

Schoultz-Ascheraden beschreibt ferner das Zinnsteinvorkommen in der Zinngrube folgendermassen: „Der zinnerzführende Granit ist dem Altenberger Vorkommen sehr ähnlich, er wird von zahlreichen schmalen Klüften durchsetzt, die von Zinnerz erfüllt sind und von denen aus sich dasselbe dem Gestein zu beiden Seiten mitgeteilt hat; doch liegen die Klüfte so dicht bei einander, dass man hellere und dunklere Streifen nur bei genauer Betrachtung erkennen kann. Wo das Zinnerz mit Salit vorkommt, liegt es regellos in der ganzen Masse verteilt".

E. H. Furuhjelm schliesslich schildert 1879 in seinem Gutachten „älteren Angaben gemäss" das Zinnsteinvorkommen mit folgenden

Worten: „das Zinnerz wurde in drei Adern im Grünstein angetroffen, die südliche 1.2, die mittelste 1.5 und die nördliche 1.6 Fuss mächtig. Im allgemeinen ist das Erzmittel gegen Osten mehr gesammelt gewesen und hat sich aushaltend gegen die Tiefe gezeigt. Weisser Quarz und Kalkspat würden reicheres Erz geben, dagegen nimmt das Erzmittel ab oder verschwindet ganz, wenn der Grünstein Granat aufgenommen hat. Am gewöhnlichsten kommt das Zinnerz fein verteilt in der Gangmasse vor, doch trifft man auch derbes Erz und oft Kristalle von Zinnoxyd an". Furuhjelm, der die Grube nicht selbst befahren konnte, da sie unter Wasser stand, giebt ferner an, dass nach Osten zu in der Tiefe Granit die Zinnsteingänge verworfen haben soll.

An der Hand der obigen spärlichen Angaben ist nun das Längsprofil in Fig. 20, sowie das Querprofil der alten Zinngrube auf Taf. XII rekonstruirt worden.

Zuweilen findet man auf den Halden dieser Grube Blöcke eines glimmerarmen, meist schriftgranitischen Pegmatites, welcher von unregelmässig begrenzten, grünlichen, einige cm breiten, den Zwitterbändern ähnlichen Trümern durchsetzt ist, in denen man mit blossem Auge fein eingestreuten Zinnstein bemerkt; auch der den Trümern zunächst liegende Pegmatit ist mit solchem imprägnirt. Wahrscheinlich entsprechen erstere den von Schoultz-Ascheraden angeführten „Zinnklüften". Im Dünnschliff erweist sich die grünliche Mineralsubstanz als von Kalzittrümern reichlich durchaderter und mit Zinnstein vermengter Granat in deutlichen Verdrängungsgebilden nach Feldspat; der primäre, wellig auslöschende Quarz liegt dagegen in scharfbegrenzten Partieen unverändert innerhalb des Granates, wodurch stellenweise eine schriftgranitische Verwachsung der letztgenannten Mineralien vorgetäuscht wird. Der Plagioklas ist durchgehends mit Rosetten eines neugebildeten, gelblichen Glimmers gespickt und von Kalkspat durchtränkt. Als Seltenheit beobachtet man in den Interstitien der Feldspäte Fluorit und grünlichen Glimmer. Was den Zinnstein betrifft, so füllt er oft ebenfalls Lücken innerhalb des Pegmatites aus und ist dann meist idiomorph gegen den Granat ausgebildet. Endlich findet man auf den Halden noch Granitstücke, welche reich an kleinen, mit einem kaolinartigen Zersetzungsprodukte des Feldspats erfüllten Hohlräumen sind; in dieser lettigen Substanz liegen mit feinschuppigem, geblichem Glimmer vermengte Zinnsteinnadeln eingebettet.

Da wo der Zinnstein in umgewandeltem (uralitisirtem) Salitskarn vorkommt, füllt er, ebenso wie der hier sehr selten zu findende Magnetit, die Interstitien im Uralitfilz aus. Von Ausfüllungsmineralien scheinen am häufigsten Quarz und ferner Kalkspat aufzutreten, die man auf den Halden am gewöhnlichsten beobachtet.

*Zinnproduktion.*

Was nun die Zinnausbeute aus der Grube 3. Omeljanoff angeht, so lässt sich dieselbe nach Angaben über das aus dieser Grube geförderte Haufwerk von 1860—1873 und 1882—1902, sowie nach der Menge des bei der Scheidung erhaltenen Wascherzes zu ungefähr 270 t (entsprechend einem Metallwerte von c. 600,000 Frcs) berechnen, sie repräsentirt also 55 % der gesamten Zinnausbeute in Pitkäranta.

Wir wenden uns nun den Zinnsteinvorkommen der Grube 4. Omeljanoff und Toiwo zu, die nächst der vorerwähnten Zinngrube die grössten Mengen zinnhaltigen Gesteins geliefert haben.

### *Die Zinnsteinvorkommen der Grube 4. Omeljanoff.*

Eigentlich kann nur die Gegend auf der Westseite des Förderschachtes 4. Omeljanoff als zinnsteinführend bezeichnet werden, auf der Ostseite ist Zinnstein in nennenswerter Menge nur westlich vom Schachte Toiwo, nahe der Tagesoberfläche, sonst nur ganz selten hie und da im Kupfererz eingestreut angetroffen worden.

Mit dem neuen Zinnschacht ist der westlichste, der Omeljanoff-Kluft zunächst gelegene Teil der Grube 4. Omeljanoff von dem ins Liegende verworfenen, östlichsten Lagerstättenteile der alten Zinngrube aus aufgeschlossen worden. Das Längsprofil giebt die geologischen Verhältnisse dieses Gebietes wieder.

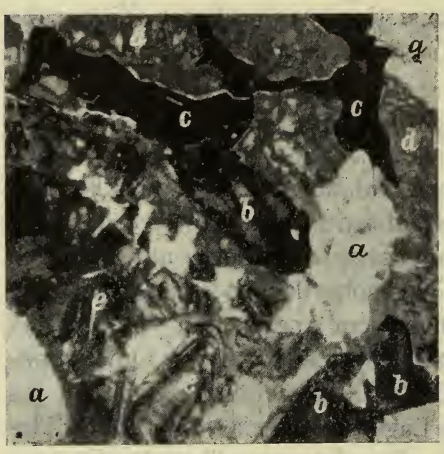
Das hauptsächlichste Erz war Zinnstein, weniger häufig Kupferkies, welcher vorwiegend in den untersten Partieen der Grube dicht am Liegenden angetroffen wurde. Die mehrfach hervorgehobene Bevorzugung des liegenden Teils des Skarnlagers durch die Vererzung tritt hier ebenfalls klar in die Erscheinung; auch greifen die Zinnsteinimprägnationen, ganz besonders in den höheren Partieen des Erzkörpers, vielfach in das Nebengestein, hier den Pegmatit, ein. Diese Art des Auftretens hat übrigens bisweilen zu der irrtümlichen Annahme Veranlassung gegeben, dass der Zinnstein primär im Pegmatit auftrete.

Das Skarnlager mag, nach dem im Schachttiefsten ins Hangende vorgetriebenen Bohrloche zu urteilen, 10 bis 12 m Mächtigkeit

besitzen, wovon jedoch nur etwa 3—5 m im Liegenden mit Erzen imprägnirt sind; dabei verjüngt sich der Erzkörper zusehends nach der Tiefe zu.

Wie gewöhnlich in diesem mittleren Teile des Grubenfeldes besteht der Skarn wesentlich aus hellgrünem Salit und grossen Mengen eines graugrünen, hier wohl grösstenteils als Kontaktprodukt des Pegmatites und des ursprünglichen Kalksubstrates aufzufassenden Granates, der stellenweise so überhand nimmt, dass ein dichter Granatfels entsteht, dessen Lücken meist mit Kiesen und Kalzit ausgefüllt sind, während Zinnstein hier höchst selten auftritt, sondern gewöhnlich in kleinen Hohlräumen zwischen den meist stark umgewandelten Individuen des Salitskarnes abgesetzt ist. Auch Epidot und derber Quarz ist recht häufig.

Fig. 24.




Zinnstein und Pyrit in umgewandeltem Pegmatit.
Grube 4. Omeljanoff.
a = Feldspat, b = Zinnstein, c = Pyrit, d = Chloritisirter Granat, e = Chloritisirter Epidot.
Vergr. 1 : 47.

Erwähnenswert ist hier noch das Vorkommen des Zinnsteins, teilweise zusammen mit Zinkblende und Kupferkies im Pegmatit des Liegenden etwa 20 m unter der Tagesoberfläche, woselbst letzterer bis 3 m Tiefe in höchstem Grade zersetzt und mit Höhlungen von zuweilen mehreren kbdm Rauminhalt erfüllt ist. Die Wände dieser Hohlräume sind meist mit grossen Quarz- und Kalzitkristallen austapezirt, während die Mitte teilweise mit grünlichen, kaolinähnlichen Produkten, sowie Massen von feinschuppigem, gelblichem, mit Zinnstein sowie etwas Kiesen vermengtem Glimmer ausgefüllt ist, ganz wie wir dies oben von den auf den Halden der alten Zinngrube gefundenen Pegmatitblöcken erwähnten. Auch Zinkblende, teilweise in deutlichen Kristallen, Schwefelkieshexaëder und Quarzprismen bilden zusammen mit dem charakteristischen gelblichen Greisenglimmer von Kalzit zementirte Aggregate, worin gelegentlich wohl auch noch Reste des ursprünglichen Feldspates zu beobachten sind. In dieser

Grube wurde auch etwas Baryt (solchen erwähnt übrigens schon B. v. Cotta [27]), in kleinen Kristallaggregaten auf Quarzdoppelpyramiden aufgewachsen, gefunden. Es sind gelbliche, dünntaflige Kristalle [108], die mit winzigsten Bleiglanz- und Pyritkuben wie gepudert erscheinen. Auch hier ist Fluorit nur als äusserste Seltenheit beobachtet worden.

Es ist nun klar, dass die obenerwähnte Verdrängung der Feldspatsubstanz des Pegmatites durch Neubildungen von Quarz, Glimmer und Kalzit, unter Hinzutreten von Zinnstein und sonstigen Erzmineralien, vollkommen der von anderen Zinnsteinvorkommen her bekannten Greisenumwandlung entspricht.

Ähnliche, wenn auch viel schwächer hervortretende Greisenbildungen finden sich auch in Begleitung der Zinnsteinvorkommnisse westlich vom Förderschachte 4. Omeljanoff in 100 m Tiefe, während dagegen eigentümlicherweise im Tagebau der letztgenannten Grube, sowie am Ausgehenden westlich vom Toiwo-Schachte und in Grube 6. Klee der Zinnstein, ausser im Salitskarn, im Granitgneiss oder Pegmatit stets nur zusammen mit Granat, Epidot und Quarz, welche offenbar die Feldspäte verdrängt haben, zu finden ist. Das Dünnschliffbild in Fig. 24 illustrirt ein solches Zinnsteinvorkommen in epidotisirtem Pegmatit. Wir kommen noch weiter unten darauf zurück.

Auch weit ab von den Erzlagerstätten beobachten wir Greisenbildungen, u. a. im Schurfschacht Franziska. Der Granitgneiss ist hier zu beiden Seiten der mit Quarz ausgefüllten Spalte in ein greisenähnliches, hauptsächlich aus Quarz und neugebildetem Glimmer bestehendes Gestein umgewandelt[1]). Die Breite der Umwandlungszone beträgt etwa 1 m.

Die Mitte derselben wird von einem c. 1 dm breiten Gange von bräunlichem Quarz gebildet, dessen meist undeutlich entwickelte Prismen winkelrecht zu den Salbändern angeordnet sind. Die Zwischenräume der ersteren sind mit verschiedenen Mineralien und Erzen ausgefüllt. Unter ersteren kommen bläulicher Fluorit und

[1]) Nach freundlichen brieflichen Mitteilungen von Herrn Professor D:r R. Beck beobachtete er in einem Dünnschliffe dieses greisenähnlichen Gesteins die von J. J. Sederholm [102] Myrmekit genannte, eigentümliche, an die eutektische Struktur gewisser Legirungen erinnernde warzenähnliche Verwachsung von Feldspat und Quarz, welche letzterer als sekundär im Zusammenhang mit kontaktmetamorphen Prozessen entstanden ansieht. Diese Erklärung ist offenbar auch für das obengenannte Vorkommen die am nächsten liegende.

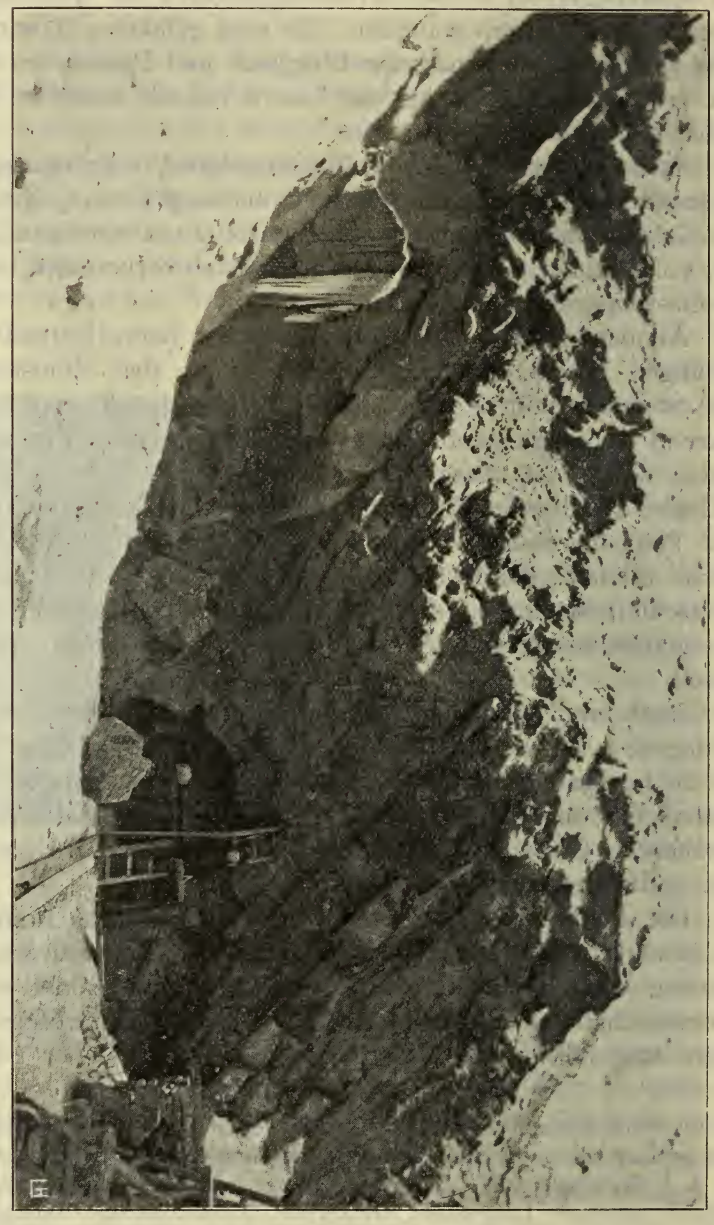


Fig. 25. Querprofil durch die Erzlagerstätte im Tagebau auf der Westseite des Förderschachtes 4. Omeljanoff.
(S. d. Schema in Fig. 26).

in hexagonalen Säulchen auf dem Quarz aufgewachsener hellgelber Glimmer am häufigsten vor, daneben findet sich Kalzit und an Erzmineralien in geringen Mengen: Kupferglanz, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende und Schwefelkies. Nach einer durch R. Beck an eingesandtem Material freundlichst ausgeführten Probe enthält das greisenähnliche Gestein weder Zinnstein noch Topas, auch konnte F. W. L. Kolbeck (Freiberg) in dem gelben Glimmer kein Lithium, dagegen wohl Kalium und Natrium nachweisen. U. d. M. ist die Verdrängung der Feldspatmineralien des Granitgneisses durch Neubildungen von Glimmer, Quarz und Fluorit, wie sie so oft von Greisengesteinen beschrieben worden ist, in allen Einzelheiten gut zu verfolgen.

Eine ganz ähnliche Aufzehrung der Feldspäte durch grünlichen, feinschuppigen Glimmer und lichten Quarz in langen prismatischen Kriställchen hat beiläufig 200 m südlich von dem früher geschilderten Dioritgang am Ufer des Ladoga-Sees in einem ungefähr 4 m mächtigen Pegmatitgang stattgefunden, welcher hier in etwa W-O den Granitgneiss durchsetzt, und zwar geht die Umwandlung nur vom südlichen Salbande aus und dringt bis 2 m in den Pegmatit vor, während der Granitgneiss nur einige cm tief verändert ist. Makroskopisch sind noch geringe Spuren von Schwefel- und Kupferkies darin zu beobachten.

Es mag hier gleich erwähnt werden, dass auch im Rapakiwi, nämlich $^1/_2$ km südöstlich von der Grube 1. Klara, die Umwandlung dieses Granites in ein greisenähnliches Gestein festgestellt wurde. An diesem Punkte wird der gewöhnliche, aus fleischrotem Orthoklas, grauem Quarz und dunklem Glimmer zusammengesetzte grobkörnige Rapakiwi von einem fleckenweise pegmatitisch entwickelten, mächtigen Gange von rötlichem Aplit durchbrochen, der strukturell vollkommen der feinkörnigen Grenzfazies des Rapakiwi am Klara-Erzzuge gleicht. Von den Salbändern aus sind die Gesteine beiderseits etwa 1 dm tief greisenähnlich verändert und mit neugebildetem gelblichem Glimmer, Fluorit und etwas Kupferkies imprägnirt. Ein Versuch mit Thoulet'scher Lösung liess beiläufig weder Zinnstein, noch Topas in dem umgewandelten Gestein nachweisen.

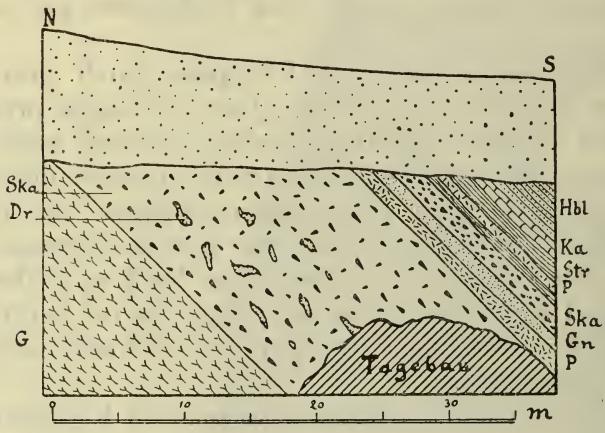
Aus den oben geschilderten Aufschlüssen ist zu ersehen, dass die Greisenumwandlung alle granitischen Gesteine unserer Gegend vom Granitgneiss bis zum Rapakiwigranit betroffen hat und daher unbedingt metamorphischen Vorgängen zugeschrieben werden muss, welche jünger als das letztgenannte Gestein sind. Nicht immer ist hierbei

Zinnstein eingewandert, und Topas scheint überhaupt nicht vorzukommen, dagegen sind gewöhnlich Fluorit und verschiedene Schwefelmetalle zugeführt worden.

Von der Verteilung der Kupfer- und Zinnerze nahe der Tagesoberfläche auf der Westseite des Förderschachtes 4. Omeljanoff giebt das Profil in Fig. 26 einen Begriff. (Vergl. auch Fig. 25).

Zinnstein ist namentlich im Parallelskarnlager (im Hangenden des gneissigen Zwischenmittels) und in dem stark epidotisirten und von neugebildetem Granat durchsetzten Pegmatit eingestreut, der sich hier zwischen die Gneisseinlagerung und das Hauptskarnlager einschiebt; Kupferkies findet sich dagegen ziemlich gleichmässig, sowohl in der Mitte des letzteren, als auch am Liegenden. Im Pegmatite bemerkt man, wie schon gesagt, hie und da braunen Granat, sowie hellgrünen, feinkörnigen Epidot in Nestern und Drusen; an anderen Stellen sind die Hohlräume im Pegmatit mit Zinnsteinnadeln austapezirt und als letzte Ausfüllung tritt Kupferkies und auch Zinkblende, Bleiglanz, sowie kleine Quarzprismen nebst Kalzit auf. Die Ersetzung von Feldspatsubstanz durch Neubildungen von Silikaten und Erzen ist hier somit ebenso gut zu verfolgen, wie bei den Pegmatiten und Gneissen des westlichen Grubenfeldes. (Zu Beginn der Aufschlussarbeiten in diesem Teile des Grubenfeldes etwa i. J. 1830 wurde hier beiläufig nach G. Jossa [6] ein kleines Stück Zinnerz gefunden, das aus einem Aggregat von dunkelroten, rubinähnlichen Kassiteritkristallen bestand).

Fig. 26.




G = Granitgneiss, Ska = Skarn mit Kupfer- und Zinnerz, P = Pegmatit, Gn = Gneiss, Str = Strahlsteinschiefer, Ka = Kalkstein, Hbl = Hornblendeschiefer, Dr = Mit Granat, Epidot, Baryt etc. ausgefüllte Hohlräume. (Schema zur Photographie in Fig. 25).

Von grossem Interesse endlich sind die zumeist in den liegenden Partieen des Lagers verteilten, parallel der Gesteinsschichtung ausge-

streckten Drusenräume [1]), welche gewöhnlich mit Kupferkies, Schwefelkies, Zinnstein und Kalzit, häufig auch mit Granat, Epidot, Quarz und Baryt [2]) ausgefüllt sind.

Die von A. Gadolin [20] so ausführlich beschriebenen, aus abwechselnden Schichten von Quarz und einer eisenhaltigen, erdigen Substanz aufgebauten Quarzprismen stammen, nebenbei bemerkt, aus dieser Partie der Grube. Dieselben sind meist als Doppelpyramiden ausgebildet, in deren Innerem oft noch ein durch seine milchige Farbe vom umgebenden Quarz abstechendes, dünnes Prisma zu sehen ist. Gelegentlich ist übrigens nur das eine Ende des letzteren mit einem Pyramidenkristall besetzt, so dass den Szepterquarzen ähnliche Gebilde entstehen. Der Baryt bildet zusammen mit Kalzit radialstrahlige und krummschalige Aggregate oder derbe Massen und scheint ebenso wie letzterer zu den jüngsten Ausfüllungsmineralen zu gehören.

Wir führten schon oben an, dass die Zinnsteinvorkomnisse in 100 m Tiefe westlich vom Förderschachte der Grube 4. Omeljanoff, was die den Zinnstein begleitenden Umwandlungen betrifft, grosse Ähnlichkeit mit denen der alten und neuen Zinngrube aufzuweisen haben.

Das Längsprofil in Fig. 20 zeigt, dass die Grubenräume dieser Erzvorkommen sich dicht oberhalb des im Skarnlager auftretenden Pegmatitrückens hinziehen. Das Gestein des letzteren ist nun auch hier bis zu mehreren Metern Tiefe greisenähnlich verändert, stets unter Hinzutreten von Zinnstein, Quarz und der bezeichnenden Glimmerneubildung, wogegen Fluorit [3]) sehr spärlich an der Zusammensetzung teilnimmt. Ausserdem enthält aber auch hier der Salit-Granatskarn Butzen und Nester von Zinnstein, Kupferkies sowie anderen Sulfiden.

---

[1]) Schon A. E. Törnebohm hat auf die auffallend drusige Struktur des Skarns hingewiesen und dieselbe durch die Volumverminderung erklärt, welche bei der Umwandlung der ursprünglichen, unreinen Kalksedimente in Kalksilikate (Skarn), wobei grosse Mengen Kohlensäure frei wurden, notwendig stattfinden musste.

[2]) Es liegt nahe, dieses bis jetzt nur innerhalb oder in der Nähe der greisenähnlich umgewandelten Pegmatite angetroffene Mineral von einem Baryumgehalte der obige Gesteine zusammensetzenden Feldspäte herzuleiten.

[3]) Überhaupt fehlt der Flussspat in allen Gruben des westlichen und mittleren Feldes, wie bereits mehrfach hervorgehoben wurde, so gut wie vollständig und ausserordentlich bezeichnend hierfür ist die Tatsache, dass in den bei der Zinnwäscherei abfallenden Aftern meist keine Spur von Fluor nachgewiesen werden kann.

Vergleichen wir nun die angeführten, mit intensiven Greisenumwandlungen zusammenhängenden Zinnsteinvorkomnisse mit den obenerwähnten anderen, durch die Verdrängung der Feldspäte durch Epidot und Quarz gekennzeichneten, so ist schwerverständlich, warum an einander verhältnismässig so nahe gelegenen Punkten dieselben granitischen Gesteine, Granitgneiss und Pegmatit, eine so grundverschiedene Umwandlung erfahren haben. In der Grube Ristaus aber und dann auch innerhalb der neuen Grubenfelder werden wir später Vorkomnisse von Zinnstein in nächster Nähe von Pegmatit kennen lernen, wo letzterer sogar keinerlei Umwandlungen der obenbesprochenen Arten erfahren hat, sondern vielmehr nur gründlich chloritisirt erscheint.

### *Die Zinnerze in Grube 6. Klee.*

Die kleinen Zinnsteinvorkommen endlich, nahe der Tagesoberfläche beim Schachte Toiwo und in der Grube 6. Klee, waren einander äusserst ähnlich, namentlich auch darin, dass an beiden Stellen zusammen mit dem Zinnstein gediegenes Wismut und ausserdem in der Grube 6. Klee noch Tellurwismut [1]) in nicht ganz unbedeutenden Mengen auftrat. Dagegen vermissen wir auch hier wiederum den Fluorit.

Vielfach herrscht über die Zinnerze Pitkärantas die irrtümliche Auffassung, als ob dieselben vorwiegend in so kompakten Massen angetroffen würden, dass sie nur einer einfachen Handscheidung unterworfen zu werden brauchten, um dann als reiche Stückerze verschmolzen werden zu können. Gewöhnlich ist jedoch der Zinnstein vielmehr, wie wir oben sahen, so fein im Skarn oder Pegmatit eingestreut, dass er mit blossem Auge oft kaum erkannt und erst im Sichertroge nachgewiesen werden kann, woher auch das zinnhaltige Gestein einer weitgehenden Zerkleinerung und mechanischen Aufbereitung unterzogen werden muss. Nur ganz ausnahms-

[1]) Dieses Mineral wurde von dem verstorbenen Prof. Dr. F. W. L. Kolbeck in Freiberg analysirt und bestimmt. Das Vorkommen von Tellurverbindungen in kontaktmetamorphen Erzlagerstätten, als welche wir, wie später erörtert werden soll, diejenigen von Pitkäranta aufzufassen haben, ist ja nicht neu, wenn auch selten. W. H. Weed führt nämlich in seiner Arbeit: „Ore deposits near igneous contacts“ (Trans. Am. Inst. of Min. Eng. 1902) von der Dolcoathgrube im Elkhorn-Distrikte (Montana) das Auftreten von goldhaltigem Tetradymit in einer aus unreinem Kalkstein entstandenen Granat-Diopsidlage an, die sehr an unser Skarnlager erinnert.

weise kamen allerdings Zinnsteinmassen vor, welche direkt schmelzwürdiges Stuferz lieferten. Solche Stellen waren die obenerwähnte beim Toiwo-Schachte und besonders die Grube 6 Klee. In letzterer kamen stellenweise mehrere Kubikdezimeter grosse Klumpen eines feinkörnigen, mit Epidot und namentlich Quarz vermengten Zinnsteins vor, welche dem gewöhnlichen, dichten Magneteisenerze zum Verwechseln ähnlich sahen und nur in äusserst geringem Grade durch Sulfide verunreinigt waren.

Im Dünnschliff aus solchem reichen Zinnerz erweist sich der zuweilen einen Orthitkern enthaltende Epidot, sowie der Quarz als jüngere Bildungen als der Zinnstein, welcher meist in kleine, durch Sulfide verkittete, scharfkantige Stücke zerbrochen ist.

*Zinnproduktion.*

Die ganze Zinnausbeute der Grube 4. Omeljanoff und Toiwo dürfte etwa 120 t betragen haben; die Grösse der einzelnen Vorkommen kann leider nicht ermittelt werden, da alles Fördergut in Grube 4. Omeljanoff zu Tage gefördert und auf den Scheidelisten gemeinschaftlich gebucht worden ist. Für die Grube 6. Klee endlich ergiebt die Berechnung nach den Scheidebüchern in runder Zahl etwa 50 t Zinnausbeute.

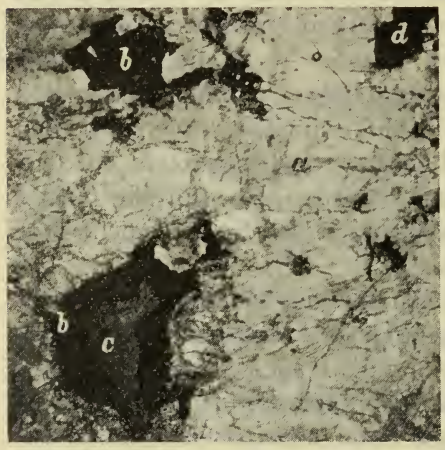
Aus letzterer Grube ist noch besonders das scheinbar schichtige Auftreten des Zinnsteins im Liegenden der Lagerstätte (auf der Westseite des Förderschachtes nahe bei der Tagesoberfläche) erwähnenswert, woselbst im Granitgneisse oft mehrere mm dicke, kompakte Lagen von Zinnstein mit quarz- und feldspatreicheren so regelmässig abwechseln, dass eine schöne, an Schichtung erinnernde Bänderung entsteht. Ohne Zweifel haben wir hier teilweise eine selektive Verdrängung bestimmter Gneisslagen durch Zinnstein vor uns.

### *Die Magneteisen- und Zinkblendeerzvorkommen der Omeljanoff-Klee-Gruben.*

Magneteisenerze sind in diesen mittleren Teilen des alten Grubenfeldes nur in bescheidener Menge angetroffen worden, und zwar zusammen mit dunkler Zinkblende vorwiegend in der Gegend des Toiwo-Schachtes in etwa 75 m Tiefe, in der Grube 6. Klee, sowie in den tiefsten Teilen der Förderschachtes 4. Omeljanoff. Nach älteren Angaben soll auch nahe der Tagesoberfläche westlich vom Förderschacht 4. Omeljanoff zusammen mit Eisenglanz Magneteisenstein vorgekommen sein, der durch Schwefelkies und Kupferkies stark verunreinigt war. G. Jossa [6] erwähnt nämlich Magnetit in 2—3

Zoll dicken Trümern, mit demselben Streichen und Fallen wie der „Hauptgang". Das derbe Magneteisenerz ist gewöhnlich sehr bröcklich und von kleinen Hohlräumen erfüllt, in denen oft Diopsid, Magnetit, Chlorit und Kalzit auskristallisirt sind; auch glänzend schwarzer Granat kommt hier gelegentlich als Drusenfüllung vor und recht häufig sind die Lücken im Erz mit Zinkblende oder auch Kupferkies, ganz selten mit Zinnstein ausgefüllt. In Grube 4. Omeljanoff bildet solches Magneteisenerz in etwa 0.5 m Mächtigkeit eine am Liegenden bis zur Klee-Kluft hinziehende Lage, die zunächst von körnigem, beinahe granatfreiem Salitskarn umgeben ist, so wie dies ja gewöhnlich auch in den westlichen, durch Eisenerze bevorzugten Teilen des Grubenfeldes der Fall ist. Durch die im tiefsten Schachtquerschlage der Grube 4. Omeljanoff (s. d. Profil auf Taf. XII) niedergebrachten Bohrlöcher, sowie auch im Querschlage selbst, sind sowohl am Hangenden, wie am Liegenden schmale Streifen von Eisenerz angetroffen worden, welches vollkommen analog den übrigen Magnetitvorkomnissen des alten Grubenfeldes auftritt, jedoch zu arm ist, um den Abbau zu lohnen. Es enthält meist etwas gediegenes Kupfer.

Fig. 27.




Mit Magnetit und Silikaten ausgefüllte Hohlräume in Pegmatit. Grube 4. Omeljanoff. a = Orthoklas, Plagioklas etc., b = Magnetit, c = Epidot, d = Pyrit. Vergr. 1 : 12.

Ganz wie im Liegenden der Grube 2. Schwartz beobachtet man auch in den Pegmatiten der Grube 4. Omeljanoff zuweilen eingestreute Magnetitflecken; im Dünnschliff erscheinen sie häufig als Hohlraumsfüllungen derart, dass Magnetit die älteste Kruste, Epidot dagegen und andere Silikate, sowie Sulfide die letzte Ausfüllung bilden. In Fig. 27 ist das Dünnschliffbild eines solchen magnetithaltigen Pegmatites wiedergegeben.

Über die Zinkblendevorkommen war schon z. T. bei den Kupfererzen dieses Grubendistriktes die Rede. Die 6. und 5. Klee gehören zu den Gruben, welche die bedeutendsten Massen teilweise

an Kupferkies reicher Zinkblende geliefert haben, wie man sich übrigens auch durch einen Blick auf die Halden überzeugen kann, wo die beiseite geworfenen Zinkblendemassen sich durch ihre braune Verwitterungskruste deutlich von den übrigen, tauben Gesteinen abheben. Wie in den Meyer-Gruben fehlt auch hier Magnetit nicht in der Gesellschaft der Blende. Der meist ziemlich dunkle Skarn ist namentlich reich an schwarzem Strahlstein und Chlorit, dagegen sind Epidot und Granat verhältnismässig schwach vertreten.

Infolge ihres bedeutenden Eisengehaltes hat die Blende bis jetzt keine Verwendung finden können; in den 60-er Jahren sollen wohl Versuche gemacht worden sein, metallisches Zink aus Blende der Grube 6. Klee darzustellen, jedoch mit negativem Resultat. Nach Einführung der Kupfergewinnung auf nassem Wege wurden später zeitweise recht grosse Mengen der an Kupferkies reicheren Blende verarbeitet, wenn auch hierbei notwendigerweise ansehnliche Quantitäten Steinsalz für die Chlorirung des Zinkes, das dann in den Abfallslaugen verloren ging, aufgeopfert werden mussten.

In Dünnschliffen zeigt sich häufig hellgelbe Blende als feinste Körner in der dunklen eingestreut; als Seltenheit findet man ferner in den Hohlräumen des Skarns von Sulfiden umhüllte Kristalle von Zinnstein und hier kommt wohl auch Fluorit zuweilen vor.

Ausser in den erwähnten Gruben 6. und 5. Klee wurde nach älteren Berichten noch ausserhalb der Skarnlagers, nämlich im hangenden Hornblendeschiefer südlich vom Schachte 5. Klee, Zinkblende in mehreren Schürfen in Gängen von derbem Quarz mit Bleiglanz und als kompakte z. T. von Kupferkies durchsetzte Massen von 2,5—3 m Mächtigkeit gefunden. Von diesen Schürfen sind noch deutliche Anzeichen vorhanden.

Der Grubenkomplex von der Zinngrube bis zum Toiwo-Schachte kann, mit Ausnahme der tiefsten Teile des letztgenannten, als vollständig abgebaut betrachtet werden. Auf der Ostseite der untersten Toiwo-Grubenräume steht wohl noch reiches Kupfererz in mehreren Metern Mächtigkeit an, doch kann mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden, dass in der Fortsetzung in östlicher Richtung sehr bald Zinkblende in solcher Menge eintreffen wird, dass auch dort der weitere Abbau sich nicht ergiebig erweisen dürfte, es sei denn, dass die Blende in lohnender Weise von ihren Begleitern abgetrennt werden könnte.

Auf der W.-Seite des tieferen Toiwo-Schachtes und in letzterem selbst ist der Skarn zu einem krümligen, hellgrünen Gestein mit

Flecken und Butzen von Kupferkies, Buntkupfererz, Kupferglanz und gediegenem Kupfer umgewandelt; seltener trifft man Zinkblende, Bleiglanz, Schwefelkies und Magnetit, wobei letzterer in derselben Weise, wie wir dies schon von den Schwartz-Gruben anführten, zum Teil zu Brauneisenstein metamorphosirt ist. In grösseren Klumpen von Kupferglanz findet man recht oft noch einen von einer schmalen Zone von Bornit umgebenen Kupferkieskern bewahrt, woraus hervorgeht, dass der Kupferglanz, wie von anderen Gruben bekannt, ein Umwandlungsprodukt des ursprünglichen Kupferkieses darstellt. Eigentümlich ist dabei, dass der innerhalb der Erze auftretende, gewöhnlich milchweisse Scheelit keinerlei Veränderungen zeigt, vielmehr wie in der Grube 2. Schwartz mit scharfbegrenzten Kristallumrissen innerhalb des Kupferglanzes eingebettet liegt (vergl. S. 103).

Im allgemeinen finden die von den westlichsten Teilen dieses Grubenfeldes bei den Schwartz- und Nikolai-Gruben geschilderten eigenartigen Zersetzungserscheinungen im Skarn hier in den *tiefsten Partieen der Grube* Toiwo und, wie oben angeführt, auch im Querschlage des Förderschachtes 4. Omeljanoff ihr vollständiges Seitenstück.

Können wir nun die Erscheinungen im Westfelde als eine Art schwache „eiserne Hut"-Bildung auffassen, wobei u. a. der Magnetit und ein Teil der Silikate durch $CO_2$-haltige Wasser in Brauneisenstein usw. umgewandelt wurden, so begegnen uns dagegen bei der Deutung der gleichen Verhältnisse in 4. Omeljanoff und Toiwo einige Schwierigkeiten, umsomehr als in den *oberen Partieen der Grube* nirgends ähnliche Zersetzungsvorgänge im Skarn beobachtet worden sind.

Vielleicht sind diese Erscheinungen eher als Wirkungen aus der Tiefe kommender, an den Klüften und an dem stark verruschelten Hangenden der Lagerstätte entlang zirkulirender Thermalwasser zu deuten, welche von hier aus in das Skarnlager eindringen und dasselbe zersetzen konnten. Hierbei wurde offenbar der Kupferkies am stärksten angriffen, das gelöste Kupfer ging auf die Wanderung und setzte sich in dem ebenfalls stark umgewandelten Skarn stellenweise wieder als gediegenes Kupfer ab [1]).

---

[1]) Hierbei mag der stets mehr oder weniger reichlich eingestreute Magnetit, sowie die eisenhaltigen Silikate reduzirend auf die kupfer-bezw. silberhaltigen Lösungen gewirkt haben.

Über diese Vorgänge vergl.: Van Hise, A Treatise on Metamorphism. pag. 1100.

## Der östliche Teil des alten Grubenfeldes.

### *Allgemeines.*

Die Länge dieses mit schwachem Bogen ziemlich genau in W.-O. streichenden Grubenkomplexes beträgt, wenn wir die wichtigen Aufschlüsse auf der Ostseite der Perwoi-Verwerfung mitrechnen, vom Schachte Paul bis zum östlichsten untersuchten Punkte dieses Feldteiles, nämlich dem Bohrloche B (s. Taf. XI) ungefähr 700 m; auf dieser beträchtlichen Strecke sind aber nur ganz im Osten, und zwar dicht an der schon im allgemeinen geologischen Teil (S. 98) erwähnten, mit Pegmatit ausgefüllten Verwerfungsspalte nennenswerte Erzansammlungen gefunden worden, der übrige Teil von Schacht 2. Klee westlich bis zur kleinen Grube Paul scheint, ebenso wie die Strecke von der Kanalgrube bis zur alten Zinngrube im westlichen Felde, wenigstens soweit die allein untersuchten obersten Partieen des Skarnlagers in Betracht kommen, bloss äusserst geringe Spuren von Erz zu bergen.

Seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts ist nämlich auch in diesem Gebiete das Ausgehende vielfach mittels Schurfgräben und Schächten aufgeschlossen worden; ausserdem wurden später auch an mehreren Punkten, wie z. B. beim Schachte 4. Klee und 3. Klee, sowie ferner östlich von der Grube 1. Klee Diamantbohrlöcher (siehe A und B auf Taf. XI) südlich vom Ausbisse des Skarnzuges von der Tagesoberfläche aus bis ins Liegende niedergebracht, ohne jedoch abbauwürdiges Erz anzutreffen.

Günstigere Resultate wurden dagegen im Jahre 1887 mit den zu beiden Seiten der Landstrasse nördlich vom Maria-Schachte bis in den Granitgneiss abgebohrten, je c. 80 m tiefen Löchern erzielt, indem hier c. 60 m u. T. (oder im Einfallen der Schichten gemessen: in c. 160 m Tiefe) die Fortsetzung des Perwoi-Lagers mit recht guten Kupferkiesimprägnationen nachgewiesen werden konnte.

Das Querprofil durch den 1. Klee- und Maria-Schacht in Fig. 30 giebt eine Vorstellung von den allgemeinen geologischen Verhältnissen in diesem östlichsten Teile des alten Grubenfeldes.

Betrug nun das Einfallen der Schichten bei Schacht 5. Klee noch c. 50°, so nimmt dasselbe weiterhin in östlicher Richtung schnell ab und sinkt bei der Grube 1. Klee bis auf 25°-30°. Etwa 400 m im O. vom Bohrloche B, und zwar in dem südwestlich von Grube 2. Herberz angelegten und in Fig. 32 dargestellten Bohrloche C ist der Fallwinkel sogar etwas kleiner als 20° (vergl. auch das

Profil a-b auf Taf. XIV) und wir erkennen leicht, dass diese Verhältnisse darin ihre Erklärung finden, dass die besprochenen Lagerstättenteile an der Südspitze des Pitkäranta-Massivs oder mit anderen Worten: an der Sattelwendung der vom alten und neuen Grubenfelde flankirten Falte liegen.

Das Liegende des Ostfeldes wird in der Nähe der Tagesoberfläche, ganz wie im mittleren Felde, von Granitgneiss gebildet, mit Ausnahme jedoch der auf der Ostseite der Perwoi-Verwerfung gelegenen Partieen, woselbst (s. d. Querprofile in Fig. 28 und 29) wieder Dioritschiefer in 6—8 m Mächtigkeit auftritt. Ferner sehen wir letzteres Gestein nach der Tiefe zu auch auf der W.-Seite der genannten Verwerfung wiederum in recht bedeutender Entwicklung am Liegenden des Perwoi-Skarnlagers sich einschieben (s. Fig 30).

Fig. 28. Querprofil durch das Bohrloch *A*.

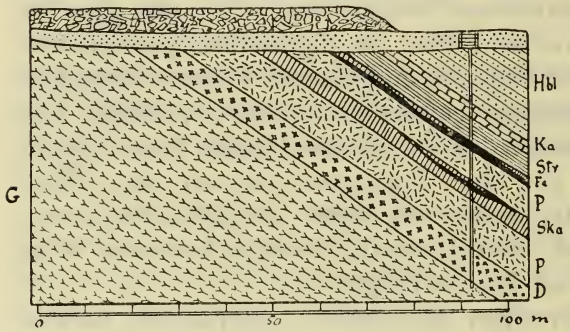
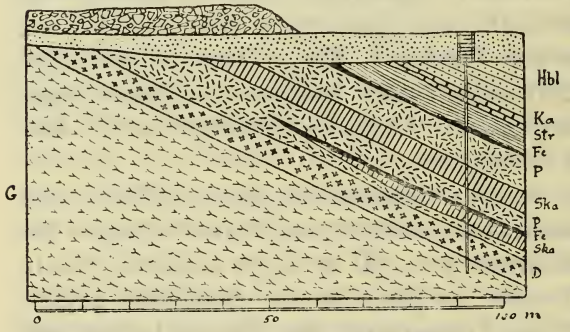



Fig. 29. Querprofil durch das Bohrloch *B*.




G = Granitgneiss, D = Dioritschiefer, Hbl = Hornblendeschiefer, Ka = Kalkstein, Str = Strahlsteinschiefer, Fe = Eisenerz, Ska = Skarn, P = Pegmatit.

In dem vorerwähnten Bohrloche C, also c. 500 m weiter östlich von B, besteht schliesslich das Liegende wieder nur aus Granitgneiss und dies scheint, nach der verhältnismässig geringen Zahl von Aufschlüssen zu urteilen, auch überall im neuen Grubenfelde der Fall zu sein.

Wir erkennen also, wenn wir den geologischen Bau des alten Grubenfeldes, und zwar vorwiegend die nahe der Oberfläche gelegenen Schichtenfolgen im Zusammenhange betrachten, dass das Skarnlager auf der $1\,^1/_2$ km langen Strecke von der Franziska-

Kluft bis zur Perwoi-Verwerfung, von den Pegmatitlagen abgesehen, die sich hie und da einschieben, auf Granitgneiss ruht, dass dagegen das Liegende einerseits des Westfeldes bis hin zur Grube 1. Schwartz und wahrscheinlich auch weiter nordwestlich bis zur Bucht von Koirinoja, andererseits das der Ostseite der Perwoi-Verwerfung, ohne Berücksichtigung auch hier der Pegmatitgänge, aus Dioritschiefer besteht. Da nun sowohl im mittleren Felde in der Tiefe des Förderschachtes 4. Omeljanoff, als auch im Ostfelde im tieferen Liegenden des Skarnlagers von 1. Klee wieder mehr oder minder mächtige Lagen von Dioritschiefer auftreten, so ist anzunehmen, dass die zwischen den oben genannten Verwerfungsspalten liegende Gesteinsscholle im Verhältnis zu den Partien im NW. und O. derselben abgesunken ist, und zwar umso bedeutender, je weiter wir uns von der Grube 1. Klee nach W. wenden.

Für Senkungen im obenangeführtem Sinne spricht auch die relative Stellung der Lagerstättenteile einmal auf der W.-Seite der Perwoi-Verwerfung und ferner an der Omeljanoff-, wie auch an der Klee-Kluft. Bei nordwestlichem Einfallen aller dieser Spalten sind nämlich stets die Partieen im Hangenden derselben, der bekannten Regel gemäss, ins Liegende der Lagerstätte d. h. nach O. verschoben. Die Absenkungen dürften im wesentlichen schon lange vor der Vererzung der Kalk-bezw. Skarnlager stattgefunden haben, da wir überall nur geringfügige Unterschiede in der Erzführung zu beiden Seiten der Spalten nachzuweisen vermögen. Hierüber war schon oben bei der Beschreibung der Meyer-Gruben, sowie der unterhalb der Klee-Kluft gelegenen Partieen der Grube Toiwo die Rede.

Die Mächtigkeit des Skarnlagers erreicht im Ostfelde durchschnittlich nur ein geringes Ausmass, nämlich c. 2 m in der Grube Paul, c. 3.5 m in der Nähe des Schurfschachtes 3. Klee und schliesslich c. 5 m im Profil der Gruben 1. Klee und Maria. Hierbei ist allerdings das 0.5 bis 1 m mächtige, durch ein 8—10 m breites Pegmatitzwischenmittel vom Hauptlager getrennte Parallellager nicht mitgerechnet, welches erstens am Grunde des südlich von der Schachtmündung der Grube Perwoi angelegten Pumpschachtes, ferner in den vorerwähnten Tiefbohrlöchern im N. des Maria-Schachtes und im letzteren selbst endlich im oberen Querschlage, sowie oberhalb des tieferen Querschlages angetroffen worden ist. (s. d. Querprofil in Fig. 30, auf welchem beiläufig die abgebauten Partieen des Erzkörpers etwas gröber als der Skarn schraffirt sind).

Die wie gewöhnlich im Hangenden der Skarnzone auftretende Strahlsteinschieferserie, welche im mittleren Grubenfelde im allgemeinen nur geringe Mächtigkeit aufzuweisen hat, erreicht im Ostfelde bis zur Perwoi-Verwerfung hin allmählich wieder eine solche von annähernd 10 m. Seinen Abschluss findet dieser Schichtenkomplex, wie überall im vorliegenden Grubenfelde, mit einem 0.5—1 m mächtigen Lager von schwach skarnigem Kalkstein: der mittleren Leitzone.

Was schliesslich den obersten Kalkhorizont betrifft, so wurde schon in der allgemeinen geologischen Übersicht (S. 80) angeführt, dass derselbe hier im Ostfelde u. a. durch das südlich von der Poststrasse, etwa 200 m von der Mündung des Schachtes Paul, mit 50° Neigung nach N. niedergebrachte Diamantbohrloch, sowie mit der Grube Ristaus aufgeschlossen worden ist. An erstgenanntem Punkte wurde ein 14 m mächtiges Lager von stark serpentinhaltigem Dolomitkalkstein nachgewiesen, dessen Hangendes unmittelbar von mehr als 40 m mächtigen Pegmatitmassen gebildet wird. Die auf letztere folgenden Schichten sind aus granathaltigem, schuppigem, von schmalen Pegmatitlagen durchsetztem Glimmergneiss zusammengesetzt. Auch der Pegmatit hier ist übrigens reich an rötlichem Granat und führt ausserdem etwas Schörl. Die geologischen Verhältnisse um den Schacht Ristaus werden später besonders geschildert werden.

Wir wollen nun die einzelnen Schurfschächte und Gruben dieser östlichen Teile des alten Grubenfeldes in der Richtung von W. nach O. einer näheren Betrachtung unterziehen.

### *Die Grube Paul.*

Etwa 15 m südlich vom Ausgehenden des Skarnlagers wurde hier im Jahre 1886 ein Saigerschacht von c. 25 m Tiefe bis in den Granitgneiss abgeteuft. Derselbe durchschneidet somit die untersten Schichten der Hornblendeschieferzone, welche hier mehrere Lagergänge von Pegmatit enthält, ferner die nur sehr schmale, mittlere Kalkzone und schliesslich die ebenfalls bloss wenige m mächtige Strahlsteinschieferserie. Auch das darunter folgende, vom Granitgneiss durch einen c. 10 m mächtigen Pegmatitstock getrennte Skarnlager ist kaum 3 m mächtig. Es besteht in seiner Hauptmasse aus feinkörnigem Salit mit eingestreutem Granat, Epidot, sowie kleinen Butzen von Kalzit und Fluorit. Stellenweise, z. B. in 22 m Tiefe auf der W.-Seite vom Schacht, war der Skarn ziemlich reich

mit Kupfer- und Schwefelkies imprägnirt; Zinkblende war dagegen nur spärlich vertreten und Zinnstein scheint, wenigstens makroskopisch, hier nicht vorgekommen zu sein.

Der Granitgneiss sowohl, wie der Pegmatit, lezterer namentlich in der erwähnten Zwischenlage am Liegenden, besitzen hier, im Gegensatze zu den im ganzen Grubengebiete bei diesen Gesteinen vorherrschenden, rötlichen Farbentönen, eigentümlicherweise perlgraue Farbe. Die Bleichung dieser so äusserst verschiedenaltrigen Gesteine ist wohl mit gutem Grunde auf dieselbe Ursache zurückzuführen; sie steht wahrscheinlich mit den hier am Kontakt zwischen dem Skarnlager und dem Pegmatitstocke stattgefundenen, intensiven Fluoritisirungsvorgängen im Zusammenhang.

Während wir nämlich in den westlicher gelegenen Gruben des ganzen alten Feldes das Vorkommen von Flussspat im Skarnlager oder dessen Umgebung nur selten zu verzeichnen hatten, sind dagegen diejenigen des Ostfeldes ausserordentlich reich an diesem charakteristischen Ausfüllungsmineral, das übrigens auch den anliegenden Pegmatit gewöhnlich in weitgehendem Masse imprägnirt hat, wie z. B. in dem kaum 40 m östlicher gelegenen Schurfschacht 4. Klee, welchen wir sogleich besprechen werden.

Die Grube Paul wurde übrigens zwei Jahre lang in beschränktem Masstabe bearbeitet und lieferte nur recht unbedeutende Mengen Kupfererz. Mineralogisch ist sie durch das Vorkommen der vorzüglich ausgebildeten Schwefelkieswürfel bekannt geworden, die an Schönheit den berühmten Pyrithexaëdern von Tavistock in England in keiner Weise nachstehen. In der östlichen Feldstrecke des genannten Schachtes findet man solche Kristalle einzeln in einer fluoritreichen, kaolinartigen Masse in zersetztem, von Drusenräumen erfülltem Pegmatit eingeschlossen.

### *Der Schurfschacht 4. Klee.*

Dieser seit dem Jahre 1861 zu den verschiedensten Zeiten (zuletzt 1904) versuchsweise bearbeitete Schurf hat eigentlich auch stets bloss mineralogisches Interesse besessen, da er ebenfalls nur äusserst unansehnliche Quantitäten Kupfererz geliefert hat.

Sowohl das hier ungewöhnlich schmale Skarnlager, als auch der Pegmatit sind namentlich am Liegenden hochgradig zersetzt und, wie schon oben gesagt, mit Fluorit imprägnirt, ausserdem begegnen wir hier wieder dem charakteristischen, gelblichen Greisen-

glimmer, den wir in ausgedehntestem Masse bereits innerhalb oder in der Umgebung der Franziska- und der Omeljanoff-Kluft oben kennen lernten. Unter den verschiedenen später in die zerfressenen Gesteine eingewanderten Gangmineralien, wie z. B. Scheelit, der dort gar nicht selten ist, sowie den Erzen, unter denen nur Sulfide, dagegen weder Zinnstein, noch Magnetit vorzukommen scheinen, interessirt uns hier besonders der Molybdänglanz, welcher teils im Mineralgemenge des eigentlichen Skarnlagers, teils aber auch im anliegenden Pegmatit, und zwar, wie wir früher hervorhoben, vorwiegend *in den Feldspäten desselben eingewachsen,* in gleicher Weise wie der hie und da in der die Erze begleitenden Gangart mikroskopisch nachweisbare Titanit, einen primären Bestandteil im Gestein bildet. Auch in diesem Falle kann nämlich kein Zweifel darüber obwalten, dass der Molybdänit und der Titanit, ebenso wie die Hauptmasse des das Skarnlager aufbauenden Pyroxens, postladogisch-präjotnische Kontaktprodukte darstellen, welche durch die eruptiven Nachwirkungen der archäischen Granitintrusionen entstanden und später nach der Vererzung teilweise s. z. s. als Relikte im neugebildeten Mineralgemenge verblieben sind. Charakteristisch ist dabei namentlich das vorgenannte Auftreten von Titanit hier im Erzgemisch in der unmittelbaren Nachbarschaft von Pegmatit, ist doch der Sphen, ausser im Zusammenhange mit letztgenanntem Eruptivgestein oder seinen Kontaktprodukten — wir erinnern hier nur an die Gesteine, welche wir früher kurz als „Malakolithsyenite“ oder „Salitsyenite“, andere Verfasser z. T. als „Pyroxenpegmatite“ bezeichnet haben — nirgends rings um die Mulde von Pitkäranta, sei es auch nur mikroskopisch, innerhalb der Erzlagerstätten angetroffen worden.

### *Der Schurfschacht 3. Klee.*

Wie die unansehnlichen Halden in der nächsten Umgebung dieses Schurfes beweisen, sind die Untersuchungsarbeiten an dieser Stelle bloss von ganz geringer Ausdehnung gewesen und über denselben ist älteren Angaben gemäss nur soviel bekannt, dass er zu weit im Hangenden angesetzt worden war und daher überhaupt nicht auf das Skarnlager stiess, worauf auch die Zusammensetzung des Haldenmateriales, das zumeist aus Schiefer besteht, hindeutet.

Ende der 80-er Jahre wurden einige Schritte westlicher vom Hangenden aus mehrere Diamantbohrlöcher von der Tagesoberfläche senkrecht, bezw. mit flacher Neigung nach S., bis ins Liegende

abgebohrt, dabei aber überall nur tauber, c. 4 m mächtiger Salitskarn von mittel- bis feinkörniger Textur durchfahren. Pegmatit ist hier

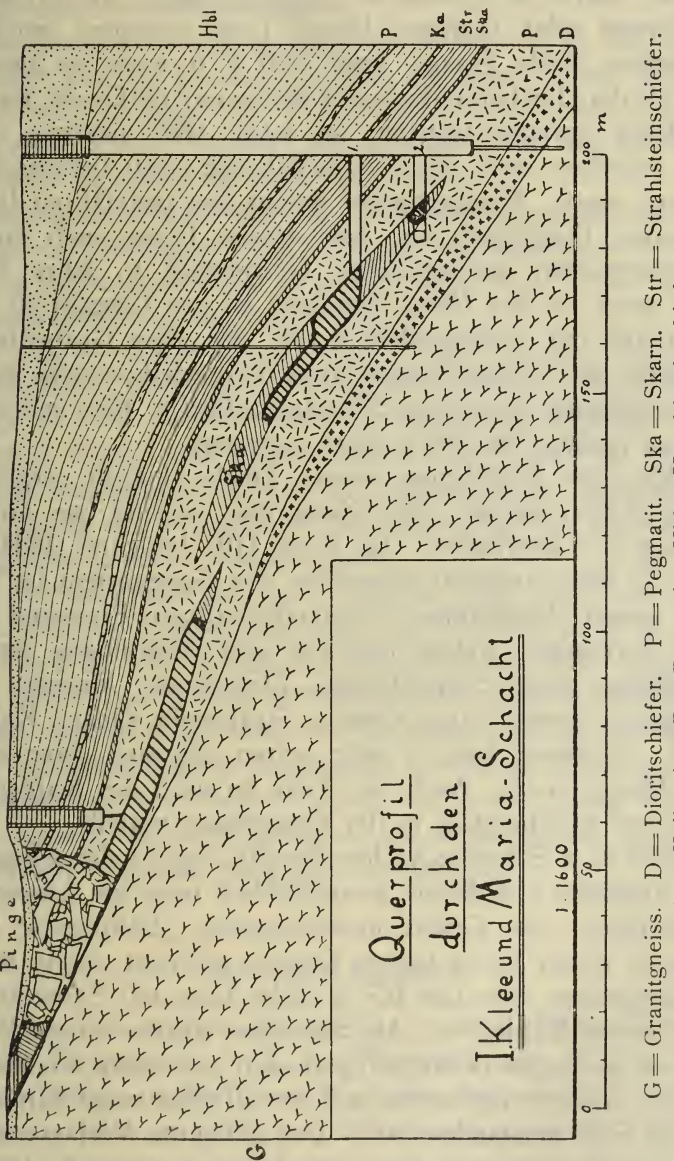



Fig. 30.

G = Granitgneiss. D = Dioritschiefer. P = Pegmatit. Ska = Skarn. Str = Strahlsteinschiefer.
Ka = Kalkstein. P = Pegmatit. Hbl = Hornblendeschiefer.

in der Nähe des Skarnlagers nicht angetroffen worden; die von der injizirten Perwoi-Verwerfung ausgehenden Pegmatitapophysen scheinen sich somit am Hangenden des Skarnlagers nicht sehr weit in westlicher Richtung zu verzweigen.

### *Die Grube 1. Klee oder Perwoi.*

Die durch zwei Schächte aufgeschlossene Kupfererzlagerstätte von Perwoi oder richtiger Perwij (russ. = erster) wurde, wie im historischen Teile gesagt, etwa 1837 d. h. mehr als zwanzig Jahre später als der Omeljanoff-Komplex fündig und die Grube, nachdem ihre Stützpfeiler geraubt worden, im Jahre 1882 auflässig. Die flache Pinge zwischen dem alten Schachthause (jetzt lutherische Kirche) und dem sogen. Pumpschachte deutet den ungefähren Umfang des abgebauten Erzkörpers an, von dessen Form auch noch ein im Bergmeisterarchiv aufbewahrtes Grubenbild v. Jahre 1862 einen Begriff giebt; an der Hand desselben ist das Längsprofil der Grube Perwoi auf der geologischen Karte des alten Grubenfeldes unter Beachtung der Veränderungen wiederhergestellt, welche später durch die Vereinigung des alten Schurfschachtes 2. Klee mit der Hauptgrube zu Anfang der 80-er Jahre eintraten.

Was die Erzführung dieser Grube betrifft, ergeht es uns hier wie früher bei der alten Zinngrube: es sind uns darüber nicht viel Angaben überliefert. G. Jossa [10] berichtet 1844 über die Grube 1. Klee ungefähr folgendes: das Ganggestein ist Malakolith, worin ausser Kupferkies verschiedenfarbiger Flussspat in grosser Menge vorkommt, sodass das Erz sehr leichtflüssig ist. Ausserdem findet man: Schwefelkies, Zinkblende, Magnetit und Molybdänglanz, sowie ferner Granat, Strahlstein, Quarz, Kalkspat und Chlorit. Zinnstein kommt sehr selten und auch dann in ganz geringer Menge vor[1]). Nach der Tiefe zu wird das Kupfererz immer reicher und gleichmässig in der Gangmasse verteilt.

Nach G. v. Schoultz-Ascheraden [51] zog sich das reichste Kupfererz in ungefähr 2 m Breite hauptsächlich nahe am Liegenden des 5 m mächtigen, von Granit umschlossenen „Salitlagers" hin. Vom Haupterze durch 1.6 m taubes Gestein getrennt, folgte in der Nähe des Hangenden eine nur 0.5 m dicke Lage mit Schwefelkies innig verwachsenes Kupfererz. Als Seltenheit wurden einmal kleine Blättchen von gediegenem Kupfer gefunden „in einem weichen, serpentinartigen Gestein eingestreut, welches offenbar meist durch Umwandlung aus Salit entstanden ist". Der genannte Verfasser meint, dass diese Umwandlung mit einer das Lager in ungefähr 45° durchset-

[1]) Nach freundlichen privaten Mitteilungen fand Professor A. E. Törnebohm 1889 in einem Dünnschliff aus Skarn von den Halden der Grube 1. Klee ausser Körnchen von Zinnstein auch einige kleine Kristalle von Topas.

zenden Bank von feinkörnigem Magneteisenerz in Zusammenhang stehe. Ähnliche Magnetitvorkommen seien im Streichen des Salitlagers mehrfach beobachtet worden.

Im Gegensatze zu obigen Angaben schildert E. H. Furuhjelm,[1]) der allerdings nur die obersten Partieen der unter Wasser stehenden Grube befahren konnte, eine c. 2 m mächtige Erzschicht am Hangenden (Granit) als die reichste; die übrigen Teile des Skarnlagers sollen frei von Erz gewesen sein.

Jedenfalls muss nach allen diesen Schilderungen die lagenweise Anordnung der reichsten Erze, bald am Hangenden, bald am Liegenden des Skarnlagers auch in diesen östlichsten Teilen des alten Grubenfeldes stark hervorgetreten sein.

Was uns bei dieser Erzlagerstätte besonders interessirt, ist ihr ausserordentlicher Reichtum an Flussspat, wovon auch das Haldenmaterial rings um die Grube Perwoi deutlich Zeugnis ablegt. Besonders reichlich findet man dort violetten Fluorit auch in Pegmatithandstücken eingestreut, in denen übrigens schon makroskopisch die Verdrängung der Feldspäte durch dieses Mineral, zusammen mit Sulfiden, gut beobachtet werden kann.

Der Perwoi-Erzkörper, zu welchem hier auch die tieferen, im Maria-Schachte aufgeschlossenen und unten näher zu besprechenden Partieen der Erzlagerstätte gerechnet sind, dürfte sich im Mittel 200 m (nach dem Einfallen) in die Tiefe erstrecken und, soweit sich aus dem geförderten Haufwerk und älteren Angaben über den durchschnittlichen Erzprozent berechnen lässt, rund 1,000 t Handelskupfer produzirt haben. Nach der Tiefe zu soll der Skarn der alten Grube einerseits vertaubt, andererseits auch stellenweise durch erzfreien Pegmatit verdrängt worden sein.

### *Der Maria-Schacht.*

Im Jahre 1887 machte der als Expert nach Pitkäranta berufene schwedische Bergingenieur G. L. Wetterdal den Vorschlag, zwei Diamantbohrlöcher parallel zum Ausbisse der unteren Skarnzone von Grube 1. Klee in c. 80 m Entfernung von einander senkrecht bis in den Granitgneiss abzubohren, um zu prüfen, ob das Skarnlager in grösserer Tiefe wieder auftrete oder etwa vollkommen

[1]) Privat-Gutachten v. J. 1879.

durch Pegmatitmassen verdrängt worden sei. Wie schon im Anfange dieses Abschnittes gesagt, wurden diese Tiefbohrungen auch bald (durch die Bohrgesellschaft „Svenska Diamantborrningsbolaget") ausgeführt [70] und in beiden Bohrlöchern je ungefähr 5 m mächtige Skarnlager mit stellenweise ziemlich reicher Erzimprägnation erbohrt. Auch das durch ein c. 8 m mächtiges Pegmatitzwischenmittel vom Hauptskarnlager getrennte schmale Parallellager erwies sich in beiden Bohrlöchern teilweise sogar ausserordentlich reich an Kupferkies.

In den folgenden Jahren wurde darauf der sogen. neue Schacht, welcher von 1902 ab Maria-Schacht hiess, c. 40 m südlicher als die obenerwähnten Bohrlöcher bis 95 m Tiefe abgeteuft und von der Schachtsohle noch ein Bohrloch bis ins normale Liegende niedergebracht, ohne dass das Hauptskarnlager oder Kupfererze angetroffen worden wären.

Weder das geringmächtige Parallelskarnlager, noch die im Hangenden der Strahlsteinschieferchichten anstehende mittlere Kalkzone enthielt hier Erz. Das Querprofil in Fig. 30 giebt eine Übersicht der Schichtenfolge, wie wir sie uns ungefähr auf der Linie 1. Klee-Maria zu denken haben.

Im Jahre 1890 wurde der Betrieb im „neuen Schachte" eingestellt, da jetzt die Arbeiten in den kürzlich aufgeschlossenen, reichen Meyer-Gruben alles Interesse und sämtliche Arbeitskräfte in Anspruch zu nehmen begonnen hatten. Erst 12 Jahre später, als die Meyer-Gruben schon vollständig abgebaut und auch die Erzvorräte in den tieferen Teilen der Grube 4. Omeljanoff im Abnehmen begriffen waren, wurden zwecks näherer Untersuchung der Erzverhältnisse die auf dem Querprofile sichtbaren Querschläge 1. und 2. im Maria-Schachte vorgetrieben und nachdem die Lagerstätte erreicht, ein eifriger Weitungsbau von unten nach oben innerhalb des recht abbauwürdigen Erzmittels begonnen. Bis zum Schlusse des Betriebes 1904 dürften aus diesen Grubenräumen etwa 100 t Handelskupfer erbeutet worden sein. In den oben angeführten 1,000 t ist übrigens dieses Quantum mit eingeschlossen.

In diesen Teilen der Maria-Grube warten unzweifelhaft noch ganz bedeutende Kupfererzmassen ihrer Verwertung. Der Reichtum der Erze nimmt nach oben, sowie in östlicher Richtung merkbar zu, im Querschlage 2. dagegen ist das ausserdem stark verdrückte Skarnlager nicht abbauwürdig. Der die Erzlagerstätte im Hangenden begleitende Pegmatit ist meist bis zu mehreren dm Tiefe mit Kupferkies, Zinkblende, Schwefelkies, Magnetkies und Fluorit reich imprägnirt.

Fleckenweise trifft man auch hier mit Molybdänitblättchen gespickten „Pyroxenpegmatit", in welchem mikroskopisch sehr deutlich die Verdrängung der Feldspäte, bezw. des Salites durch Erze, Fluorit und andere Gangmineralien verfolgt werden kann. Die erstgenannten sehen nämlich oft wie zerfressen aus und sind stellenweise nur noch als spärliche Reste und Fetzen im Mineralgemenge erhalten. Bräunlicher Scheelit, in dessen Masse unregelmässige Partieen von Salit, Chlorit, Fluorit und hie und da auch winzige Apatiteier eingestreut liegen, wird ebenfalls nicht selten durch Fluorit angegriffen. So zeigt Fig. 31 im Dünnschliffe eine Partie aus vererztem „Skarnpegmatit" mit einem durch eindringenden Fluorit korrodirten, in der N.W.—S.O.-Diagonale der Abbildung liegenden Kristallflächenschnitt von Scheelit.

Fig. 31.




Fluorit in Scheelit eindringend.
Grube Maria.
a = Scheelit, b = Fluorit,
c = Salit, d = Feldspat.
Vergr. 1 : 23.

Magneteisenerz in 2 bis 3 dm dicker, kompakter Lage begleitet meist nahe am Liegenden das Skarnlager auf der Ostseite des Förderschachtes. Nur einmal wurden hier einige Zinnsteinkriställchen in strahlsteinreichem Skarn beobachtet.

Dieselbe Schichtenfolge wie im den entsprechenden Teilen des Maria-Schachtes und des östlichen Bohrloches wurde auch am Südrande der Perwoi-Pinge in dem Pumpschachte durchfteuft, welcher 1903 zu dem Zwecke begonnen wurde, um die alte Grube auszupumpen und dadurch die Maria-Grube vor unvorhergesehenen Wassereinbrüchen zu schützen.

Das schmale Parallellager am Grunde dieses Schachtes ist ziemlich stark mit Kupferkies imprägnirt, und hier finden wir wieder am Kontakte mit dem Pegmatit viel Molybdänglanz, teils in ersterem eingewachsen, teils im Erzgemisch eingestreut. Das mittlere Kalklager ist ganz unvererzt, es unterscheidet sich also in keiner Weise von den entsprechenden Schichten im ganzen übrigen Grubenfelde bis hin zur Grube Schwartz; im Gegensatz hierzu werden wir

im neuen Grubenfelde, sowie auch in dem von Hopunwaara Beispiele dafür finden, dass auch das mittlere Leitlager gelegentlich zum Träger von Erzen werden kann, wenn auch die Erzkörper dort infolge der im allgemeinen sehr geringen Mächtigkeit der betreffenden Kalkschichten stets nur äusserst schmal sind.

In den beiden Bohrlöchern A und B (Fig. 28 und 29) östlich der Perwoi-Verwerfung finden wir eine ähnliche Schichtenfolge wie in den tieferen Teilen des Querprofiles 1. Klee-Maria, nur mit dem Unterschiede, dass hier das Skarnlager, einige dünne, namentlich im Parallelerz eingeschaltete Magneteisensteinlagen ausgenommen, keine nennenswerten Erzimprägnationen aufzuweisen hat. Das Skarnlager ist offenbar durch vielfache Pegmatitintrusionen in zwei bis drei Parallellager zersplittert und z. T. vom Dioritschiefer im Liegenden in ähnlicher Weise getrennt worden, wie wir dies in der Gegend um die injizirte Verwerfung an der Omeljanoff-Kluft und in den unteren Partieen des Förderschachtes 4. Omeljanoff zu konstatiren Gelegenheit hatten.

Die totale Mächtigkeit der ursprünglichen, untersten Leitzone ist sonach an allen den angeführten Punkten, wie leicht einzusehen, gleich den summirten Mächtigkeiten der einzelnen, zwischen dem Granitgneiss bezw. Dioritschiefer einerseits und der Strahlsteinschieferserie andererseits auftretenden Skarnlager.

Die horizontale Entfernung der durch die Perwoi-Verwerfung von einander getrennten Teile des Haupt-Skarnlagers dürfte an der Tagesoberfläche c. 40 m betragen. Dass hier die Unterbrechung im Vergleich zu derjenigen auf der O.-Seite der Omeljanoff-Kluft geringer ist, beruht natürlich z. T. darauf, dass der Pegmatitverwerfer bei Perwoi die Lagerstätte nahezu winkelrecht, dort dagegen spitzwinklig durchschneidet.

### Rückblick auf die Erzlagerstätten der unteren Zone im alten Grubenfelde.

Ehe wir uns der einzigen im oberen Kalkhorizonte gelegenen Erzlagerstätte des alten Grubenfeldes, nämlich derjenigen von Ristaus zuwenden, möge vorerst noch ein kurzer Überblick über die oben geschilderten Erzlagerstätten des untersten Skarnhorizontes eingeschaltet werden.

Die Erzmineralien dieses Erzgebietes sind nach ihrer Häufigkeit geordnet folgende: Magneteisenerz, Kupferkies, Zinkblende, Zinnstein, Schwefelkies, Bleiglanz, Kupferglanz, Buntkupfererz, Mag-

netkies und Molybdänglanz, letzterer offenbar das älteste und wahrscheinlich das einzige in den Lagerstätten primäre Sulfid; sehr selten sind: Eisenglanz, Glaskopf, Göthit, Fahlerz, Galenobismutit, Tellurwismut, sowie die gediegenen Metalle: Kupfer, Silber und Wismut. Unter den begleitenden Mineralien überwiegen bei weitem Kalkmagnesia- und z. T. eisenhaltige Kalktonerdesilikate, während Magnesiasilikate, wie z. B. Serpentin, nur ganz untergeordnet auftreten. Das die Erze beherbergende Mineralgemenge besteht ja vorwiegend aus Salit und dessen Umwandlungsprodukten (Uralit, Strahlstein, Glimmer und Chlorit, seltener Serpentin und Talk) d. h. dem eigentlichen Skarn und ferner aus den wahrscheinlich sämtlich erst später mit den Erzen zusammen eingewanderten Gangmineralien: Granat, Epidot, Scheelit, Kalzit und Fluorit, seltener Aragonit und Baryt.

Da wo Granitgneiss, Dioritschiefer oder Pegmatit vererzt wurden, findet man natürlicherweise die mehr oder weniger umgewandelten, ursprünglichen Mineralien jener Gesteine noch teilweise innerhalb der Erzmassen erhalten. Daher können gelegentlich Turmalin und Titanit, ferner auch Feldspäte, Hornblende und Glimmer als Relikte im Erzgemenge vorkommen, wie z. B. im Pegmatiteisenerz der Grube 2. Schwartz, in Lupikko und a. a. Stellen.

Was nun die Beschaffenheit des Skarns in den einzelnen Teilen des Grubenfeldes anbetrifft, so liegt derselbe in verhältnismässig reinster Form, d. h. vorwiegend als Salitskarn, in den Meyer-Gruben vor. (Im Parallellager scheinen Granat und Epidot dort überhaupt nicht aufzutreten.) Nordwestlich von den genannten Gruben ist der Skarn, wie wir uns entsinnen, besonders intensiv uralitisirt, stark zersetzt und gebleicht In der Richtung nach den Omeljanoff-Gruben dagegen nimmt er, je reichlicher Pegmatit innerhalb und in der Nähe der Lagerstätten auftritt, immer mehr Granat und Epidot auf, während wiederum das Ostfeld vorwiegend Amphibolarten neben Pyroxen aufzuweisen hat und sich vor den übrigen Feldern namentlich durch seinen Reichtum an Fluorit auszeichnet. Im grossen ganzen ist daher der Skarn hier am dunkelsten und nimmt, je mehr wir uns dem mittleren und westlichen Felde nähern, immer hellere Farbentöne an.

Von der am Hangenden der unteren Skarnzone über das ganze Grubenfeld hinziehenden, verruschelten Gleitzone war schon im allgemeinen geologischen Teile die Rede. Hier sei ferner ergänzend bemerkt, dass dieser Schöl namentlich da scharf ausgeprägt ist, wo die Erzlagerstätten unmittelbar von Strahlsteinschiefern begrenzt sind, während da, wo Pegmatit das Hangende bildet, letzteres nur bis zu geringer

Tiefe verändert zu sein pflegt. Die genannten Schichten sind offenbar bei den innerhalb der Schiefermassen vorsichgegangenen Faltungen und Verschiebungen besonders kräftig zerrüttet worden; sie boten dadurch Flächen geringsten Widerstandes für zirkulirende Lösungen dar und wurden infolge dessen leicht bis zu bedeutender Tiefe zersetzt. Der grosse Kalkgehalt der Strahlsteinschiefer dürfte dabei die Umwandlung wesentlich erleichtert haben.

Die bedeutendsten Kupfererzmassen finden sich im Gebiete zwischen der Omeljanoff- und Klee-Kluft, etwa halb so gross waren die der westlich von der Kanalkluft sich anschliessenden Erzkörper und von geringstem Inhalt das Vorkommen von Perwoi; die bezüglichen Mengen des aus diesen Lagerstätten ausgebrachten Handelskupfers berechneten wir oben beziehungsweise zu: 3,600 t, 1,950 t[1]) und 1,000 t d. h. zusammen 6,550 t.

Magneteisenstein ist nur im Westfelde östlich bis zur Kanalkluft in abbauwürdiger Menge angetroffen worden, das Mittelfeld ist so gut wie frei von nennenswerten Magnetitvorkommen und erst im östlichsten Felde beginnen in der Gegend der Perwoi-Verwerfung wieder Anzeichen von ausgedehnterer Vererzung mit Magnetit.

Die Zinnsteinvorkommen schliesslich, welche für die Zinnproduktion überhaupt in Betracht kamen, beschränkten sich auf die mittelsten Teile des Feldes, nämlich die Strecke zwischen der Franziska- und der Klee-Kluft. Hier hat im wesentlichen die Gegend zunächst der Omeljanoff-Kluft Zinnerze mit einem Gesamtausbringen an Schmelzzinn von mehr als 400 t geliefert; aus der Gegend um die Klee-Kluft sind dagegen bloss etwa 50 t erhalten worden. Im allgemeinen haben unsere Erzkörper nur geringe Tiefenausdehnung und diese scheint von Osten nach Westen abzunehmen. So erreicht das Perwoi-Erz im Einfallen gemessen c. 200 m Teufe, das Toiwo-Erz c. 150 m, das 4. Omeljanoff-Erz (im Profil des Förderschachtes) c. 100 m und endlich die Meyer-Erze nur c. 30 m. Nahe der Tagesoberfläche scheinen sich auch im allgemeinen die Zinnerze zu halten, während dagegen der Magneteisenstein überall noch in den grössten bis jetzt erreichten Teufen mehr oder minder reichlich angetroffen worden ist.

Allgemeinere Geltung können aber alle diese, die Erztiefen betreffenden Daten kaum beanspruchen, da sie sich ja, wie eine Betrachtung des Längsprofils auf Taf. XI lehrt, nur auf einzelne Punkte

---

[1]) Vergl. d. Produktion von 2. Nikolai S. 117, sowie d. Produktion der Meyer-Gruben S. 128, wo jedoch 1800 t statt 1000 t stehen muss.

oder beschränkte Partieen des nahezu 3 km langen, unteren Skarngürtels beziehen, welcher ausserdem streckenweise, wie z. B. zwischen den Gruben 5. Klee und 2. Klee, nur in nächster Nähe des Ausgehenden untersucht worden ist.

Da wir aus geologischen Gründen annehmen dürfen, dass die genannte Zone, wenn wir beispielsweise die Mulde zwischen dem Omeljanoff-Grubenkomplex und der Insel Puusunsaari in Betracht ziehen, mindestens 1,500 m (vergl. das Idealprofil in Fig. 8) in die Tiefe fortsetzt, so müssen wir gestehen, dass von dieser möglicherweise noch anderweitige Erzvorkommen bergenden Schichtentafel bis jetzt nur ein verschwindend geringer Teil erforscht worden ist.

Grosse Massen von Skarn und Kalkstein sind aller Wahrscheinlichkeit nach, besonders in den tieferen Regionen, durch das Pegmatitmagma resorbirt worden; dies wird umsomehr der Fall sein, je näher jene kalkreichen Substrate den Hauptausstrahlungspunkten der Pegmatitintrusionen, einmal in der Gegend zwischen der alten Zinngrube und der Grube 4. Omeljanoff, ferner aber im Gebiete zwischen den Gruben Perwoi und Ristaus liegen. Schliesslich sind auch die einzelnen Lagerstättenteile, wie die Beobachtungen im Schachte 4. Omeljanoff und Maria lehren, in der Tiefe vielfach aneinander verschoben, verworfen und durch Pegmatitzwischenmittel von einander getrennt worden.

Nichtsdestoweniger eröffnet sich ohne jeden Zweifel gerade in diesen offenbar kupfer- und zinnreichsten Teilen des ganzen Erzgebietes noch ein sehr weites Feld für grossangelegte, systematische Tiefbohr- und grubenmässige Untersuchungsarbeiten unterhalb des bis jetzt erreichten Abbauhorizontes.

### *Die Grube Ristaus.*

Über die Aufschlüsse in der oberen Kalkzone konnten wir bei Gelegenheit der Schilderung der einzelnen Grubenfeldabschnitte aus dem Grunde nur wenige Angaben machen, weil sie im Vergleich zu denen des unteren Horizontes so gering an Zahl sind und ausserdem, da vollkommen frei von Erzspuren, kein bergbauliches Interesse beanspruchen können.

Es ist ja nicht ausgeschlossen, dass namentlich an den Stellen, wo die grossen Verwerfungsspalten, falls sie sich nicht schon teilweise innerhalb der Hornblendeschieferzone verlieren, das obere Leitlager durchschneiden, geringere Vererzungen des Kalksteins

in ähnlicher Art stattgefunden haben könnten, wie wir dies im östlichsten Teile des Grubenfeldes um die Grube Ristaus kennen lernen werden, soweit jedoch durch magnetische Messungen über den der Beobachtung zugänglichen d. h. nicht von Baulichkeiten des Dorfes eingenommenen Abschnitten der geologisch zu vermutenden obersten Zone festgestellt werden konnte, dürfte wenigstens das Vorkommen von Magneteisenstein in den genannten Gebieten ausgeschlossen sein.

Die Erzlagerstätte von Ristaus wurde erst im Jahre 1897, und zwar ausschliesslich mit Hülfe magnetometrischer Untersuchungen fündig. Für die Bestimmung der Schichten, bezw. des Ausgehenden der oberen Kalkzone verwertbare Felsaufschlüsse fehlen nämlich, wie wir aus der geologischen Spezialkarte des alten Grubenfeldes (Taf. XI) entnehmen können, in dem von 8 bis 10 m mächtigen losen Ablagerungen bedeckten Schiefergebiete desselben so gut wie vollständig, höchstens treten hie und da kleine Pegmatitfelsen aus der Hülle der ersteren hervor, so z. B. unterhalb der Grube 6. Klee, ferner an der Landspitze unterhalb der Nikolai-Gruben im westlichsten Teile des Kartengebietes und an einigen anderen Stellen.

Auf Taf. XIII. sind die geologischen und magnetometrischen Verhältnisse um den Ristaus-Schacht in fünfmal vergrössertem Masstabe der geologischen Spezialkarte des alten Grubenfeldes dargestellt. Auf den ersten Blick erkennen wir auf dem linksseitigen geologischen Plankärtchen die wesentlichen, auf eine ansehnliche Verwerfung hindeutenden Verschiedenheiten in der Mächtigkeit der Kalkschichten auf der West-, bezw. Ostseite des offenbar zur Perwoi-Verwerfungsspalte gehörigen Pegmatitganges, welcher sich mit den im Hangenden der Kalkzonen anstehenden mächtigen Pegmatitlagergängen, wie auf Grund der Gruben- und Bohraufschlüsse, sowie magnetischer Beobachtungen gefolgert werden kann, ungefähr unter der Wegekreuzung vereinigen dürfte.

Das Einfallen der Schichten beträgt in dieser Gegend etwa 35°-40°, ist also, dem früher mehrfach hervorgehobenen, kuppelförmigen Faltenbau entsprechend, hier am Hangenden der Hornblendeschieferserie etwas steiler als am Granitgneiss, wo wir oben 25°-30° Neigung feststellten. Auf der Westseite der Verwerfung ist das obere Kalklager teils durch Schurfgräben und Bohrungen von Tage aus, teils durch einen Querschlag in c. 30 m Tiefe, und schliesslich ein horizontales Diamantbohrloch daselbst von der Ristaus-Grube aus als ein im Mittel 10 m mächtiges Lager von serpentinösem, graublauem,

ziemlich dichtem Dolomitkalk aufgeschlossen worden. (s. d. Querprofil a-b auf Taf. XIII.)

Dicht am Hornblendeschiefer des Liegenden ist hier der Kalkstein durch eine c. 2 dm mächtige Lage von hellgrünem Serpentin mit Spuren von Schwefelkies und an dem im Querschlage aufgeschlossenen Kontakte von Pegmatit und Kalkstein durch eine etwas Magnetit führende, stark serpentinisirte Kalksilikatfelszone von c. 3 dm Breite ersetzt. Die Vererzung ist somit auf der Nordseite der injizirten Verwerfung nur ganz geringfügig. Sobald wir uns aber im obenerwähnten Querschlage der Südseite der letzteren zuwenden, können wir unmittelbar eine auffallende Veränderung der Erzführung feststellen. Von Kalkstein ist hier keine Spur vorhanden, an seine Stelle ist ein reiches, hauptsächlich aus Magnetit und dunklem Serpentin bestehendes Erz getreten, in welchem hie und da mehrere kbm grosse Klumpen von Sulfiden, hauptsächlich Kupferkies und Zinkblende, mit grossen Mengen Scheelit, seltener Arsenikkies, sowie zuweilen auch etwas Zinnstein vorkommen.

Eine der grössten derartigen Erzansammlungen wurde westlich vom Förderschachte, nahe an der Sohle des oberen Weitungsbaues und, wie das Längsprofil der Grube Ristaus erkennen lässt, auch noch einige Meter unterhalb dieses Niveaus abgebaut. In dem die obere Abbausohle mit der untersten Feldstrecke verbindenden Gesenke nimmt dagegen der Erzgehalt nach unten zu schnell ab und in der Strecke selbst steht schliesslich nur mehr oder weniger serpentinisirter grauweisser Kalkstein an.

Je weiter nun der Abbau nach Osten vorrückt, desto ärmer wird das Magneteisenerz, d. h. die Serpentinmassen überwiegen immer mehr über den Magnetit und innerhalb des letzteren finden sich, namentlich in den mittleren Partieen, bis etwa einen Kubikmeter grosse, unregelmässig begrenzte Kalksteinklumpen ein, deren durch bald hellere, bald dunklere Bänder markirte Schichtung mit dem Streichen und Fallen des benachbarten Hornblendeschiefers übereinstimmt. Spuren dieser Schichtung sind übrigens auch vielfach noch im Serpentinerz erhalten, indem Magnetit und hellgrüner Serpentin dort streifenweise mit einander abwechseln. (Die Stufe b in der Blockgruppe der Taf. VII. giebt leider nur ein sehr undeutliches Bild dieser Pseudoschichtung, welche übrigens im vorliegenden Stücke parallel zur schmäleren Kante orientirt ist. Etwas besser tritt sie dagegen in den aus der Grube 1. Klara stammenden Blöcken t und e hervor.).

Mit der später zu schildernden, ebenfalls zuweilen im Eisenerz auftretenden Lagenstruktur hat diese Streifung, wie gleich gesagt werden muss, nichts zu tun; sie unterscheidet sich von derselben auch auf den ersten Blick. Seltener kommt auch im kompakten Zinkblendeerze der Grube Ristaus eine scheinbar schichtige, aus abwechselnden feinsten Lagen von Zinkblende, Magnetkies und Kupferkies bestehende Strukter vor, welche ohne Zweifel durch die parallele Anordnung der Erzteilchen entlang den Schichtungsfugen des ursprünglichen Kalksubstrates entstanden ist [1]).

Die folgende Analyse *a* giebt die Zusammensetzung von dunklem Kalkstein aus einem der obenerwähnten Relikte wieder, Analyse *b* zeigt dagegen die Zusammensetzung des umgebenden Mag-

---

[1]) Diese Struktur erinnert einigermassen an die der sogen. Melir- und Banderze der Rammelsberger Erzlagerstätte, denen J. H. L. Vogt und R. Beck [110] epigenetische Entstehung zuschreiben, derart dass dort kalkiges Schiefermaterial durch Sulfiderze, die sich als feinste Adern zwischen den Karbonatpartikeln ansiedelten, metasomatisch verdrängt wurde. Die obenerwähnten Beispiele unzweifelhaft pseudoschichtiger Erzstrukturen aus der Grube Ristaus zeigen ebenfalls, dass Schichtung nicht immer ein Merkmal sedimentärer Entstehung darstellt, wie u. a. auch das Erzvorkommen von Bingham in Utah (Amerika) beweist, wo nach J. M. Boutwell [1]) flachliegende, oberkarbonische, marmorisirte Kalkschichten von steilstehenden Spalten aus, die selbst mit groben, den Salbändern parallelen Krusten von silberhaltigem Bleiglanz, Kalzit, Quarz, Baryt etc. ausgefüllt sind, mit Kupferkies, kupferhaltigem Pyrit und anderen Sulfiden unter Herausbildung verschiedener Silikate, wie Granat, Epidot, Tremolit usw. in der Weise imprägnirt sind, dass durch Bevorzugung der kalkigen Schichten bei der Vererzung, der ursprünglichen Schichtung des Kalksubstrates entsprechend, eine massive Bandstruktur entstand: „the original stratification is seen to be perfectly preserved" sagt sehr bezeichnend der genannte Verfasser. Wo die vererzenden Spalten kalkhaltige Schichten durchschneiden, findet man laterale Anreicherungen von bedeutender Ausdehnung, während solche im Quarzit, Porphyr usw. fehlen.

Ein vorzügliches Beispiel für die selektive Tätigkeit der erzabsetzenden Lösungen führt ferner H. V. Tiberg [2]) aus dem Kalkbruche von Björnkärn bei Långban in Schweden an. Der dolomitische Kalkstein dieses Aufschlusses besitzt gut ausgeprägte Schichtungsfugen, deren kalkige Bestandteile durch Zinkblende und Bleiglanz verdrängt wurden, während die silikatreichen Lagen beibehalten sind. Die Schichtungsfuge hat hier den Lösungen gegenüber, wie Tiberg sich ausdrückt, die Rolle einer „leitenden Wand" gespielt; es entstand eine parallele Bänderung — *dem Aussehen nach* — schichtiges Erz, sagt Tiberg.

[1]) Boutwell, J. M. Ore deposits of Bingham, Utah. Bull. U. S. Geol. Surv. N:o 213 und 260.

[2]) Tiberg, H. V. I malmbildningsfrågan. Iakttagelser och anteckningar. Verml. Bergsmannaför. Annal. 1903, II.

neteisenerzes, woraus übrigens zu ersehen ist, dass letzteres auch hier, wie wir dies im unteren Skarnniveau feststellten, stark durch feinverteilte Zinkblende verunreinigt ist.

| | a | b |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 7.39 | 15.00 |
| $Al_2O_3$ | 2.50 | 1.83 |
| $Fe_2O_3$ | 5.66 | 39.57 |
| FeO | 2.96 | 11.35 |
| MnO | 0.30 | 0.46 |
| CaO | 26.59 | 4.26 |
| MgO | 18.60 | 12.45 |
| S | 0.001 | 4.46 |
| P | 1.59 | 0.089 |
| Zn | — | 4.81 |
| Glühverl. | 35.01 | 5.60 |
| | 100.601 | 99.879 [1]) |

Ein Vergleich der beiden Analysen lässt ferner erkennen, dass während bei der Vererzung bedeutende Mengen Kalk- und Magnesiakarbonat entfernt wurden, mit den metallischen Bestandteilen und Schwefel auch viel Kieselsäure als Serpentin an Magnesia gebunden in die ursprünglische Kalkzone einwanderte.

In der östlichsten, am Hangenden vorgetriebenen Feldstrecke steht gleichfalls ärmeres Eisenerz an, das aber nach oben zusehends reicher wird, woher auch der im Profil sichtbare Überhau am Liegenden begonnen wurde, um den im Querprofil e—f angedeuteten, im magnetischen Maximum angesetzten Schurfschacht mit ihm zum Durchschlage zu bringen.

Dieselbe Erscheinung der abnehmenden Vererzung wie im Ostfelde der Grube zeigte sich ferner auch im Profil des Förderschachtes (s. d. Querprofil c-d). Der Erzkörper verjüngt sich dort offenbar nach unten zu sehr schnell, denn im untersten Querschlage ist er nur noch am Liegenden als 1—2 dm breite Schmitze zu spüren; der grösste Teil der Strecke steht in Kalkstein. Auch der Schiefer im Liegenden ist einige dm tief mit Magnetit imprägnirt und in eine serpentinöse, weiche Masse umgewandelt.

---

[1]) Beide Analysen ausgeführt von Ingenieur W. Hall.

Das Hangende der Grube wird überall durch Pegmatit gebildet, der also ganz wie im entsprechenden Kalklager des Stollens (Taf. XII) mit dem Kalkstein in unmittelbarem Kontakt steht, ohne auch hier denselben wesentlich beeinflusst zu haben; höchstens findet man nämlich eine auf ganz schmale Zone beschränkte Silikatisirung des Karbonatgesteins, vermisst aber namentlich die in den Pegmatitkontakten des unteren Niveaus so gewöhnliche magmatische Resorption bezw. „Salitsyenit"-Bildung.

Wenn wir nun die Querprofile a-b, c-d und e-f mit einander vergleichen, so finden wir, dass der oberste Punkt des Erzkörpers im westlichsten derselben (a-b) c. 32 m, im Förderschacht dagegen (c-d) nur c. 26 m unter Tage liegt und schliesslich unterhalb des Schurfschachtes (e-f), wie die Maximalintensität der magnetischen Attraktion deutlich angiebt, unter losen Ablagerungen ausbeisst.

Alle diese Beobachtungen gestatten uns zu folgern, dass der durch die Pegmatitintrusionen gebildete „Giebel" oder die Rückenlinie (R) des Eisenerzkörpers c. 12° schräg nach SW. einfällt und dass letzterer somit innerhalb der durch die Linien w-x und y-z (im Längsprofil der Grube) begrenzten Zone einen ganz flachen Vorschub in genannter Richtung besitzt. Diese Annahme wird in schönster Weise durch die magnetometrischen Beobachtungen in der Umgebung des Ristaus-Schachtes bestätigt, welche auf dem rechtsseitigen Kärtchen teilweise zur Darstellung gebracht sind.

Wir müssen hier die allgemeinen Prinzipien der magnetischen Schürfungsmethoden als bekannt voraussetzen, können daher nur hinzufügen, dass auf vorgenanntem Risse die isoklinen Linien in 0.5—0.1 der erdmagnetischen Horizontalkomponente eingezeichnet sind, während auf der linksseitigen geologischen Karte die den Rücken des Erzkörpers angebende, zwischen den isodynamischen Kurvenkomplexen des Hangenden und Liegenden der Lagerstätte durchstreichende magnetische Neutrallinie gestrichelt dargestellt ist.

Letztere bezeichnet übrigens in geologischer Hinsicht vermutlich die Richtung, in welcher der c. 10 m mächtige, steil nach N. einfallende Pegmatitverwerfer die Schieferformation auf der S.-Seite der Poststrasse durchschneidet oder mit anderen Worten: die Fortsetzung der hier mit schwachem, nach N. offenem Bogen durchgehenden Perwoi-Verwerfung. Inwieweit aber diese Annahmen den wirklichen Verhältnissen entsprechen, können erst zukünftige Forschungen lehren. Hier gilt es ja nur einen Versuch, die geologischen Erscheinungen im Verein mit den magnetometrischen zu erklären.

Klar und deutlich giebt sich der Erzfall nach SW. auch an den in dieser Richtung im Vergleich mit den dichtgedrängten Linien östlich vom Schurfschachte viel weiter von einander abstehenden Kurven zu erkennen.

Was lehren uns nun die oben geschilderten Erscheinungen in der Gegend der Ristaus-Grube? Ohne Zweifel haben wir hier eine Lagerstätte vor uns, welche durch *Verdrängung von Kalkstein* durch Serpentin zusammen mit Magnetit, Sulfiden und Zinnstein entstand. Für eine solche Auffassung sprechen einerseits die unvererzt gebliebenen Kalksteinschollen innerhalb der Erzmassen, andererseits die von oben, d. h. vom Pegmatitgiebel, nach unten zu sichtlich abnehmende Stärke der Vererzung, Erscheinungen, welche keinenfalls mit einer syngenetischen Bildungsweise von Erz und Kalkstein in Zusammenhang gebracht werden können.

Die Form des Erzkörpers gleicht wohl am ehesten der eines abgeplatteten Schlauches; die Füllung desselben können wir uns kaum anders als von unten nach oben vor sich gegangen denken, wobei der obengeschilderte Pegmatitgiebel den erzbildenden Agentien gegenüber die Rolle einer undurchlässigen Leitrinne spielen konnte. Dementsprechend ist auch die Umwandlung des Pegmatites in der Nähe der letzteren besonders durchgreifend. Er ist nämlich mehrere dm tief chloritisirt und in eine beim Abbau keineswegs gern gesehene, breiige Masse umgewandelt. Ausserordentlich stark ist auch, wie schon erwähnt wurde, überall der Schiefer im Liegenden der Lagerstätte zersetzt, woher beim Abbau meist eine mehr als 1 m dicke Schicht von durch und durch lettig verändertem Hornblendeschiefer mit hereingenommen werden muss, da anderenfalls die Masse störend in die Grubenräume hinabgleitet.

Von greisenähnlichen Bildungen ist in der Grube nirgends eine Spur zu bemerken und Fluorit ist nur einmal mikroskopisch im Erzgemenge beobachtet worden. Wie schon gesagt, besteht die weitaus überwiegende Masse der die Erze begleitenden, nicht metallischen Mineralien aus Serpentin, in welchem man oft schon makroskopisch rotbraune Körnchen eines Chondrodit ähnlichen Minerales erkennt. U. d. M. ist letzteres nämlich von gelblicher Farbe, besitzt ziemlich starken Pleochroismus und meist ausgeprägte polysynthetische Zwillingsstreifung.

Gewöhnlich ist das Mineral, ganz wie man dies beim Olivin beobachtet, kreuz und quer von Serpentinschnüren durchzogen, woher kein Zweifel darüber obwalten kann, dass auch der umge-

bende, maschig struirte Serpentin aus Chondrodit entstanden ist. Genügend reines Analysenmaterial ist nach dem oben Gesagten nicht zu erhalten, die folgende Analyse giebt daher die Zusammensetzung unseres Magnesiasilikates nur annähernd wieder.

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 36.25 |
| $Fe_2O_3$ | 3.07 |
| FeO | 3.94 |
| $Al_2O_3$ | 1.75 |
| MnO | 1.16 |
| CaO | 5.06 |
| MgO | 48.10 |
| | 99.33 [1]) |

Salit und Granat kommen in der Grube Ristaus ganz auffallend selten vor und Epidot ist dort bis jetzt überhaupt noch nicht beobachtet worden. Das zuerst genannte Mineral bildet zuweilen nierenähnliche, runde Klumpen im Kalkstein, welche auch in den vollkommen vererzten Partieen des letzteren als helle Augen hervortreten. Was den Granat anbelangt, so konnte derselbe wohl in Dünnschliffen aus dem obenerwähnten reichen Sulfidvorkommen, dagegen nicht makroskopisch nachgewiesen werden. U. d. M. sieht man ihn teils in körnigen Aggregaten zusammen mit Salit, wobei letzterer vielfach in unregelmässigen, gleichzeitig auslöschenden Partieen im Erzgemenge zu schwimmen scheint und sich somit deutlich von letzterem verdrängt zeigt, teils aber auch als feinste Trümer und Schnüre im Salit. Er besitzt meist bräunliche Farbe und die bekannten optischen Anomalien des in der unteren Skarnzone so häufigen Aplomes.

Sehr reichlich ist auch Scheelit in Grube Ristaus vertreten, oft in ausserordentlich grossen, teilweise mit Kristallflächen versehenen, in Serpentin eingewachsenen, milchweissen Aggregaten. Auch die Erzmineralien: Magnetit, Zinnstein, Arsenikkies, Schwefelkies und dunkle Zinkblende sind übrigens, wo sie in geringerer Menge im Serpentin auftreten, stets als mehr oder weniger regelmässig ausgebildete Kristalle vorhanden. Sie besitzen dann, ebenso wie auch meist der Scheelit, nicht selten, ähnlich den sogen. geflossenen Silikaten in kristallinen Kalksteinen, etwas gerundete Kristallumrisse.

[1]) Analyse ausgeführt von Ingenieur A. Pettersson.

Eine bestimmte Reihenfolge in der Bildung aller dieser Mineralien tritt nicht immer scharf herrvor, doch scheint es, als ob im allgemeinen ungefähr folgende Sukzession von den ältesten zu den jüngeren Geltung habe: Chondrodit, Magnetit, Zinnstein, Scheelit, Arsenikkies, Zinkblende, Serpentin, sowie schliesslich Kalzit und Aragonit, letztgenannter zumeist in parallelfasrigen Schnüren als Bindemittel kleinerer Bruchstücke von Magneteisenerz oder innerhalb verruschelter Gesteinspartieen. Wie unsicher aber obige Folge ist, geht daraus hervor, dass man das kompakte Magnetit-Serpentinerz nicht selten hie und da von jüngeren, einige cm bis dm mächtigen Silikatgängen durchsetzt findet. Die Salbänder der letzteren bestehen aus winkelrecht zur Grenzzone angeschossenen, frischen, gelblichen Tremolitfasern, die Medianpartieen dagegen aus Zinnstein, Arsenikkies, dunkler Zinkblende, Schwefel- und etwas Kupferkies, und zwar so, dass Zinnstein und Arsenikkies vorwiegend als Kristalle ausgebildet sind, die Zinkblende, der Schwefel- und der Kupferkies dagegen überall in feinsten Streifen in den Tremolitfilz eindringen. Wir haben es überhaupt, wie schon A. E. Törnebohm in seiner bekannten Beschreibung unseres Grubenfeldes hervorgehoben, in Pitkäranta wahrscheinlich mit mehreren Generationen von Erzbildungen zu tun. Die Beobachtungen in den neuen Erzfeldern werden uns in dieser Auffassung noch bestärken.

Schliesslich muss noch erwähnt werden, dass Magnetkies, Kupferkies, Schwefelkies und Zinkblende gar nicht selten auch im Hornblendeschiefer weit ab von den Erzlagerstätten fein eingestreut gefunden werden, wie z. B. im Maria-Schacht und in den tiefsten Teilen des Ristaus-Schachtes. Der untere Teil der Abbildung in Fig. 21 giebt eine Partie aus einem in kurze Teilstücke zerdrückten Pegmatittrum im Hornblendeschiefer wieder. Letzterer ist von allen Seiten 10-15 mm tief in die c. 20 mm von einander abstehenden Druckstücke eingestülpt (vergl. S. 135) und sowohl der Raum zwischen den letzteren, als auch der Schiefer parallel der Schichtung, allen Windungen derselben folgend, mit Sulfiden ausgefüllt, bezw. reichlich imprägnirt worden. In den grösseren Hohlräumen ist den Erzmineralien meist etwas Tremolit oder auch Strahlstein beigesellt.

Die oben geschilderten erzgeologischen Verhältnisse um die Ristaus-Grube liessen uns eine Lagerstätte kennen lernen, die sich in vielen Beziehungen von denen der unteren Zone unterscheidet. Von dem charakteristischen Skarn der letzteren ist dort nichts zu bemer-

ken und die die Erze begleitenden Mineralmassen sind in der Hauptsache Magnesiasilikate, welche grösstenteils gleichzeitig mit den Erzen eingewandert zu sein scheinen; hier war offenbar das Substrat in der Hauptsache kristalliner Kalkstein, dort dagegen mehr oder weniger veränderter Skarn; und während im ersteren Falle bei der Vererzung vorwiegend metasomatische Verdrängungsvorgänge Platz griffen, dürfte es sich im anderen wesentlich um eine Ausfüllung primärer oder durch Korrosion ausgefressener Hohlräume mit Erz- und Gangmineralien, in beschränkterem Masse dagegen um Wechselwirkungen zwischen den erzbringenden Lösungen und dem ursprünglichen Silikatgestein gehandelt haben.

Gemeinschaftlich für beide Typen von Lagerstätten aber ist das Auftreten fast sämtlicher Erzmineralien, sowie z. T. auch der Gangarten, innerhalb der Nebengesteine, mögen dieselben nun die Natur von Schiefern oder Graniten besitzen. Wir erinnern hier nur an die Magnetitimprägnationen im Dioritschiefer und Pegmatit der Grube 2. Schwartz, an die Zinnsteinvorkommen im Granitgneiss und Pegmatit der Omeljanoff-Klee-Gruben, sowie an das häufige Auftreten der verschiedensten Schwefelerze mehr oder minder reichlich im Granitgneiss, in den Schiefern und den jüngeren Graniten und Pegmatiten des Erzgebietes.

Sehr merkwürdig ist die kurze, gedrungene Form des Ristaus-Erzkörpers im Vergleich zu den im Maximum nur 2 m mächtigen, aber bedeutende seitliche Ausdehnung besitzenden Eisenerzen des Westfeldes, vor allem der Meyer-Gruben. Eher noch wird man dabei an den Kupfererzkörper von Grube 2. Meyer erinnert, welcher ja ebenfalls eine im Verhältnis zur Tiefenerstreckung sehr bedeutende Mächtigkeit aufzuweisen hat.

Auffallend ist ferner der Umstand, dass Arsenikkies, soweit bekannt, im ganzen unteren Erzniveau vollständig fehlt. Er wird in keiner der vielen Mineralverzeichnisse der älteren Literatur erwähnt und Verfasser kann sich auch nicht entsinnen, dieses Sulfid jemals in den dortigen Gruben oder auf den Halden bemerkt zu haben. Im Gegensatz hierzu ist das Erzgemenge der Grube Ristaus, wie wir sahen, ausserordentlich reich an Arsenikkies; der Fluorit wiederum, welcher in Perwoi-Maria in so bedeutender Menge auftritt, kommt in dem ganzen Grubengebiete von 1. Schwartz bis 5. Klee nur ganz sporadisch und schliesslich in der Grube Ristaus, soweit bis jetzt ermittelt werden konnte, bloss als mikroskopisch erkennbare Beimengung in der Gangart vor.

Weitverbreitet endlich im ganzen alten Felde ist der Scheelit, der in allen Gruben, Schächten und Schürfen, vorausgesetzt dass dieselben Erze aufzuweisen haben, gefunden wird. Im tauben Skarn oder Kalkstein dagegen suchen wir ihn vergeblich. Dass Kalzit allgemein im Erzgebiet als Ausfüllungsmineral vorkommt, wurde bereits erwähnt; viel seltener schon findet sich Quarz als solches ein, wenn wir hier von den greisenähnlich umgewandelten Gesteinspartieen absehen, in denen dieses Mineral ja eine geradezu charakteristische Neubildung darstellt.

*Produktion.*

Die Besprechung der Lagerstättengeologie des alten Grubenfeldes möge mit einigen Angaben über Produktion und Erzvorräte der zuletzt geschilderten Grube abgeschlossen werden.

Die Fördertabelle giebt die Menge des aus der Grube Ristaus geförderten Haufwerkes an, wonach sich die Totalexkavation zu etwa 5,700 kbm berechnen lässt. Die Ausbeute an Magnetitstuferz betrug nach den Scheidebüchern 2,061 t, während 14,373 t als magnetisches Aufbereitungserz abgeschieden und zum grösseren Teil auf der Halde aufgespeichert worden sind. Ausserdem kamen 742 t c. 5 %iges Kupfererz aus dieser kleinen Grube zur Verhüttung und 1,048 t ziemlich reiches, aber mit Magnetit und Arsenikkies vermengtes Zinkblendeerz wurden teils versuchsweise magnetisch aufbereitet, teils auf den Halden liegen gelassen.

Will man sich schliesslich eine ungefähre Vorstellung von den in der Ristaus-Lagerstätte zur Verfügung stehenden Erzvorräten machen, so muss man offenbar hierbei auf die eigenartige Schlauchform des Erzkörpers einerseits und die Resultate der magnetometrischen Beobachtungen andererseits Rücksicht nehmen. Noch in 250—300 m Entfernung vom magnetischen Vertikalintensitätsmaximum beim Schurfschacht, in südwestlicher Richtung längs der Neutrallinie gemessen, kann mit einer Neigungsnadel mittlerer Empfindlichkeit recht gut die Rückenlinie des Eisenerzkörpers bestimmt werden; in der Richtung des Erzfalles gemessen würde sonach die Achse des Erzschlauches ebenfalls gegen 300 m Länge besitzen. Da nun die mittlere Mächtigkeit des Erzkörpers c. 4 m und die Breite, d. h. die Tiefenerstreckung im Schichteneinfallen, etwa 30 m beträgt, so erhalten wir demgemäss einen Kubikinhalt von 36,000 kbm, entsprechend c. 150,000 t erzhaltiges Gestein mit einem mittleren Eisengehalt von c. 30 %.

## Das neue Grubenfeld von Pitkäranta.

### *Allgemeines.*

Von diesem mehr als 2 1/2 km langen, in nahezu N.-S.-Richtung am Ostflügel der Pitkäranta-Falte entlang streichenden Lagerstättenkomplexe war bis zum Jahre 1894 noch nichts bekannt, umsoweniger als auch der geologischen Erforschung jenes Gebietes aus Mangel an Felsaufschlüssen nur wenige Anhaltspunkte zu Gebote standen, um die Fortsetzung des Skarnlagers von Perwoi in östlicher Richtung auch nur annäherud feststellen zu können.

Wie im historischen Abschnitt erwähnt, wurde noch bis zu Beginn der 80-er Jahre angenommen, dass die erzführende „Grünsteinzone" von Pitkäranta in der Richtung nach dem Hopunlampi-See ihre Fortsetzung finden müsse und daher u. a. auch am rechten Nebenflüsschen des Kelinoja, c. 200 m im N. der Poststrasse, verschiedene Schurfschächte und -gräben angelegt, ohne jedoch etwas anderes als in den Sandmassen des hier vorbeistreichenden Åses eingebettete, lose Blöcke von serpentinreichem Magneteisenerz und aus Schiefern und Pegmatit zusammengesetzten Felsboden anzutreffen. Erst A. E. Törnebohm wies 1889 nach, dass der Kontakt zwischen dem Granitgneiss und der Schieferformation in nordöstlicher Richtung zum kleinen Walkialampi-See gesucht werden müsse, iess aber die Frage, ob auch das Skarnlager bis dorthin fortsetze, mangels jeglicher Aufschlüsse offen.

Die 1894 in jenem Gebiete eingeleiteten magnetometrischen Untersuchungen trugen nun wesentlich dazu bei, Klarheit über den Verlauf der genannten Skarnzone zu gewinnen. Derselbe giebt sich nämlich in der 2,500 m langen, über den Walkialampi-See hinziehenden Kette von magnetischen Kurvenkomplexen (s. Taf. XIV.) zu erkennen, parallel zu welchen, wie wir sehen, sich in 150—200 m Abstand eine zweite Reihe solcher ungefähr gleich weit nach N. erstreckt. Weiterhin bis in die Gegend im W. des Kangaslampi-Sees fortgesetzte magnetische Schürfungen haben jedoch keine Anzeichen von Magneteisenerz mehr ergeben, woher mit gutem Grunde angenommen werden kann, dass die Schieferformation samt ihren Kalkskarnzügen hier vom Rapakiwigranit abgeschnitten wird. (vergl. S. 95.). Die Bedeutung dieser offenbar den unteren, bezw. oberen Leithorizont markirenden Parallelzüge wurde aber erst bestimmt erkannt, nachdem durch die Anlage der Schächte 1. Herberz, Walkialampi und später 2. Herberz, sowie mehrere in beiden Niveaus nieder-

gebrachte Diamantbohrlöcher näher Aufschluss über die an den genannten Punkten herrschende Schichtenfolge erlangt worden war (S. die Querprofile auf Taf. XIV, unten.) Die magnetischen Schürfungsmethoden haben somit bei dieser Gelegenheit nicht allein im Dienste des Erzbergbaues, sondern im weitesten Sinne auch in dem der Geologie gestanden [1]).

Der geologische Bau des neuen Grubenfeldes gleicht im wesentlichen dem des alten, nur mit dem Unterschiede, dass Pegmatitintrusionen und Verwerfungen, soweit aus der verhältnismässig geringen Zahl von Aufschlüssen gefolgert werden kann, hier viel seltener vorzukommen scheinen. Mittels der Schurfschächte und Diamantbohrungen sind nämlich überall nur wenige schmale Gänge von Pegmatit in der Nähe oder innerhalb der Erzlagerstätten nachgewiesen worden. Kleine Pegmatitfelsen liegen ferner c. 200 m westlich von Schacht 1. Herberz im Hornblendeschiefer und schliesslich im W. vom Walkialampi-See im Granitgneiss zu Tage — dies ist alles.

Das Schichteneinfallen nimmt von 20°-25° im Südfelde allmählich bis 45° im Nordfelde zu, ebenso die Mächtigkeit der Hornblendeschieferserie, die in der Nähe des Rapakiwikontaktes, nach dem Abstande der bezüglichen magnetischen Maximalintensitätspunkte von einander zu urteilen, nahezu 170 m erreicht. Wir verweisen übrigens wieder auf die Querprofile auf Taf. XIV und die Spezialprofile in der Fig. 32 und 33 (Bohrloch C und die Versuchsbohrung im NO. der Grube 2. Herberz).

Für die Beurteilung der Verhältnisse innerhalb der einzelnen Kalk-bezw. Skarnzonen liegen ebenfalls, wie gesagt, nur äusserst we-

[1]) Es muss nebenbei erwähnt werden, dass die Magnetometrie schon in den Jahren 1891 und 92 in N. Amerika von Henry Lloyd Smyth [1]) bei den geologischen Aufnahmearbeiten im Eisenerzgebiete von Marquette und Menominee in Michigan zur Bestimmung des Kontaktes zwischen der archäischen und algonkischen Formation mit bestem Erfolge angewandt worden ist. Smyth benutzte die Apparate und Methoden des Amerikaners T. B. Brooks [2]) (Horizontal- und Neigungskompass) [3]) während in Pitkäranta die schwedische Beobachtungsweise mit dem Thalén- Tibergschen Magnetometer [4]) Verwendung fand und die magnetischen Berechnungen der Lage und Tiefe der Erzpole z. T. nach Th. Dahlbloms Verfahren ausgeführt wurden.

[1]) Smyth, H. L. Magnetic Observations in Geological Mapping (Trans. of the Amer. Inst. of Min. Engineers.)

[2]) Geological Survey of Michigan. vol. 1 Part. 1. Chapter VII.

[3]) Smyth, H. L. Magnetic Observations in Geological and economic Work. I. Economic Geology. Vol. II. 1907.

[4]) Th. Dahlblom, Om magnetiska fyndigheter och deras undersökning medelst magnetometer. 1898.

nige Aufschlüsse vor, nämlich in der unteren drei Bohrlöcher und zwei Schurfschächte, in der oberen dagegen nur ein Bohrloch, sowie ein Schacht.

Da nun aber die genannten Aufschlüsse über den grössten Teil des Grubenfeldes ziemlich gleichmässig verteilt liegen und ferner jede Zone durch bestimmte magnetische Eigenschaften ihrer Erzkörper gekennzeichnet ist, nämlich derart, dass die untere Zone durchschnittlich schwächeren Magnetismus als die obere, mit ihren offenbar bedeutend mächtigeren Erzen aufzuweisen hat, so sind wir wohl berechtigt, diesen Aufschlüssen allgemeinere Bedeutung beizumessen.

Fig. 32. Querprofil durch das Bohrloch *C* im SW. der Grube 2. Herberz.

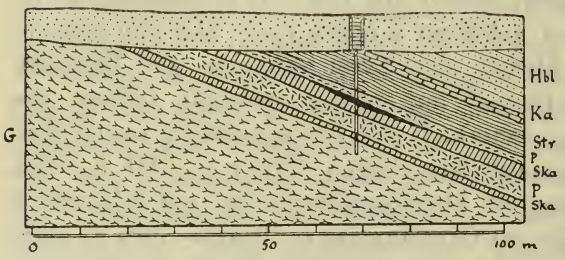
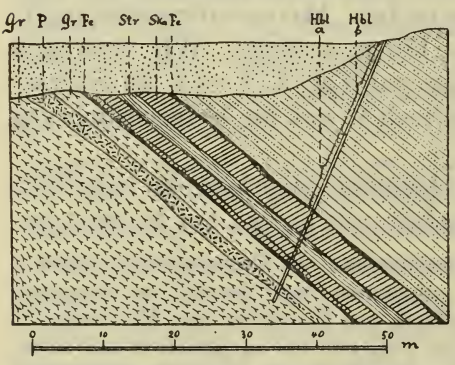



Fig. 33. Querprofil durch das Bohrloch im NO. der Grube 2 Herberz.




G = Granitgneiss, Hbl = Hornblendeschiefer, Ka = Kalkstein, Str = Strahlsteinschiefer, Fe = Eisenerz, Ska = Skarn, P = Pegmatit.

Danach wäre die untere Zone, ganz wie im alten Grubenfelde, eine reine Skarnzone, die mittlere bald kalkig, bald skarnig und schliesslich die obere, in Analogie mit dem Ristaus-Zuge, ausschliesslich als Kalklager ausgebildet, wobei aber von besonderem genetischen Interesse ist, dass alle drei Niveaus hier bald schwächer, bald stärker vererzt sind. Die Mächtigkeit des untersten Skarnlagers scheint im neuen Grubenfelde noch geringer zu sein, als im östlichsten Teile des alten Grubenfeldes; sie beträgt nämlich in allen Aufschlüssen nur 3—4 m, diejenige der Strahlsteinschieferserie wechselt von 2—7 m und dürfte im allgemeinen in nördlicher Richtung allmählich abnehmen, das mittlere Kalk-Skarnniveau mag 1.5—3 m erreichen und die obere Kalkzone endlich ist, wie im Bohrloche des Profiles a-b nachgewiesen, 7.5 m und in der Grube 1. Herberz im Mittel 6 m mächtig.

Hier mögen beiläufig auch einige Untersuchungen Platz finden, welche mit einem Teile des aus dem Bohrloch in Fig. 33 erhaltenen Materiales in der Weise vorgenommen wurden, dass sämtliche Bohrkerne der obersten 15 m zur Analyse b, die der folgenden 12 m zur Analyse a und schliesslich die der c. 2 m mächtigen Strahlsteinschieferserie zu der mit Str. bezeichneten Analyse verarbeitet wurden. Das so erhaltene Untersuchungsmaterial repräsentirt also je die durchschnittliche Zusammensetzung der durchbohrten Schieferschichten.

| | Str. | a | b |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 50.04 | 48.98 | 46.1 |
| $Al_2O_3$ | 8.80 | 12.65 | 16.2 |
| $Fe_2O_3$ | 17.21 | 15.38 | 18.5 |
| $CaO$ | 17.76 | 9.62 | 9.0 |
| $MgO$ | 5.14 | 5.46 | 3.7 |
| $K_2O$ | nicht | 1.02 | 0.8 |
| $Na_2O$ | bestimmt | 4.22 | 6.1 |
| $H_2O$ | 2.47 | 2.26 | 1.6 |
| $TiO_2$ | — | 0.20 | — |
| | 101.42 | 99.79 | 102.0 [1]) |

Obgleich unvollständig geben die Analysen doch ein ungefähres Bild von der Zusammensetzung dieser untersten Teile der ladogischen Schieferformation mit ihrem vom tiefsten Skarnniveau und den Strahlsteinschiefern aufwärts, bei zunehmendem Tonerdegehalt, bis zum reineren Hornblendeschiefer deutlich abnehmenden Kalkgehalt; man wird hier sehr an die Zusammensetzung eisenreicher, kalkiger und dolomitischer Mergel erinnert, aus denen unsere Schiefer wohl entstanden gedacht werden könnten, umsomehr als im Hangenden nach einer letzten Dolomitkalkablagerung nur eine einförmige, viele tausend Meter mächtige Glimmerschieferformation folgt, welche dann allmählich in die Tonschieferformation (im S. des Jänisjärwi-Sees) übergeht und die, wie A. E. Törnebohm [73] annimmt, ursprünglich wohl aus reineren Tonsedimenten bestanden haben dürfte [2]). Dieser Ge-

[1]) Die Analysen wurden von den Herren N. O. Björnberg, E. Moring und F. Hintikka am Helsingforser Polytechnikum unter der Leitung von Dr. T. Hirn ausgeführt, dem ich für das freundliche Entgegenkommen zu Dank verpflichtet bin.

[2]) Die Hornblendeschiefer mit ihren Skarneinlagerungen glaubt jedoch A. E. Törnebohm als metamorphosirte Grünsteintuffe, welche untergeordnete Lagen von unreinem Kalkmaterial eingeschlossen haben mögen, ansprechen zu sollen (vergl. S. 103 der vorliegenden Arbeit.)

genstand wurde übrigens schon im allgemeinen geologischen Teile bei Besprechung der ladogischen Schieferformation berührt.

Zu den durch Grubenarbeiten aufgeschlossenen Erzlagerstätten des neuen Grubenfeldes übergehend, beginnen wir mit der Schilderung des südlichsten der im unteren Skarnniveau gelegenen Vorkommen.

### *Der Schurfschacht 2. Herberz.*

An dieser Stelle begegnet uns zum ersten Male eine Vererzung auch des mittleren Kalkhorizontes. Der durch die magnetische Maximalintensität markirte Ansatzpunkt des Schachtes 2. Herberz (s. Fig. 17) liegt nämlich im Ausgehenden der vorgenannten Zone, welche hier nicht durch Kalkstein, sondern durch ziemlich reiches, serpentinöses Magneteisenerz von 1.5—2 m Mächtigkeit vertreten ist. Das Erz enthält mikroskopisch ungewöhnlich grosse Mengen von Apatit und grünlichem Glimmer eingestreut.

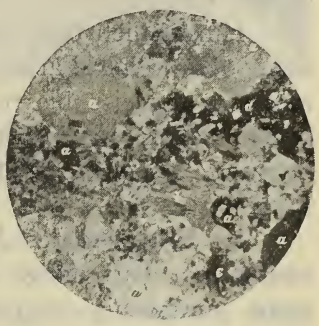
Unter dieser Schicht folgt die 6 m mächtige Strahlsteinschieferserie und schliesslich, unmittelbar am Granitgneiss, ein typisches Salitskarnlager von c. 4 m Mächtigkeit, in dessen liegenden Partieen ganz unbedeutende, höchsten einige dm breite Lagen von körnigem Magneteisenerz mit spärlich eingestreuten Sulfiden, hauptsächlich Kupferkies, sich zumeist parallel dem Streichen hinziehen. Man beobachtet aber auch zuweilen schmale, unregelmässig verlaufende Trümer von Magnetit im körnigen Salitfels und ferner hie und da mitten in Skarnlager, ausser den gewöhnlichen kleinen Butzen und Nestern von Kupferkies, Schwefelkies, Magnetkies, Zinkblende, und Bleiglanz, unregelmässige Ausfüllungen von Magnetit. Zinnstein ist jedoch bis jetzt selbst mikroskopisch noch nicht nachgewiesen worden. Von nicht metallischen Begleitmineralien wurden in 2. Herberz gefunden: Granat, Epidot, Hornblende, Strahlstein, Fluorit und Kalzit, dagegen scheint Scheelit dort in der Gangart vollständig zu fehlen.

Wir ersehen aus dem oben Gesagten, dass die Lagerstätte von 2. Herberz vollkommen den Typen der unteren Zone im alten Grubenfelde, speziell der Grube Perwoi, entspricht, nur dass hier Pegmatitvorkommen innerhalb und in der Nähe der Lagerstätte durchgehends fehlen; statt dessen wird letztere in einem Winkel von c. 35° zum Streichen von einem 30° nach O. einfallenden, 20—30 cm mächtigen Gang eines feinkörnigen, grauweissen bis

fleischroten Granites durchschnitten, in dessen Masse schon makroskopisch die für die Grenzfazies des Rapakiwigranites, sowie seine aplitischen Nachschübe charakteristischen, idiomorphen Quarzindividuen zu erkennen sind.

Die mikroskopische Untersuchung bestätigt vollends diesen Befund, indem sich das Gestein hierbei in ein aus winzigsten Plagioklaskristallen, Quarz und wenig Biotit bestehendes Mosaik auflöst, in welchem hexagonalbegrenzte, mit Plagioklasleistchen und gelblichem Glimmer reichlich gespickte Quarzschnitte eingebettet liegen. Meist ist dieser Rapakiwiquarzporphyr hier durch und durch fluoritisirt und der Plagioklas in den bezeichnenden Greisenglimmer umgewandelt, den wir schon im mittleren und östlichen Teile des alten Grubenfeldes von verschiedenen Stellen in den Pegmatiten anführten. Fig. 34 zeigt einen Dünnschliff aus einem solchen stark zerfressenen und mit Flussspat imprägnirten Aplit der Grube 2. Herberz.

Fig. 34.



Stark fluoritisirter Rapakiwiaplit. Grube 2. Herberz. a = Quarz, b = Plagioklas, c = Glimmer, d = Fluorit. Vergr. 1 : 10. + Nik.

Auf Klüften des Aplites kommt zusammen mit bräunlichem Flussspat, welcher übrigens beim Glühen sehr schnell sein Pigment verliert, noch ein fettglänzendes, talkähnliches Mineral in blättrigen Aggregaten vor, das bis jetzt nicht näher untersucht worden ist und sehr wahrscheinlich ebenfalls ein Verdrängungsgebilde nach Feldspäten darstellt.

Kein Zweifel kann nun darüber herrschen, dass wir hier c. 2,000 m vom Hauptkontakte des Rapakiwi mit der Schieferformation entfernt eine zum Ganggefolge dieses Granites gehörige Apophyse vor uns haben und dass an derselben die gleichen Agentien tätig gewesen sein müssen, welche im alten Grubenfelde Granitgneiss und Pegmatite in greisenähnliche Gesteine umwandelten. Eine solche Einwirkung ist ja auch in diesem Gebiete des neuen Grubenfeldes leicht erklärlich, denn es kann aus Gründen, die wir bei Besprechung der Verwerfungsspalten im allgemeinen geologischen Abschnitte anführten, als sicher angenommen werden, dass die Franziska-Kluft, an welcher wir sowohl in der Zinngrube, als auch im Schurfe Franziska greisenähnliche Umwandlungen nebst mehr oder minder reichlicher Zufuhr von Erzmineralien kon-

statirten, kaum 80 m nördlich vom Schacht 2. Herberz vorüberstreicht.

Darum wurde auch dieser Versuchsschacht gerade hier angesetzt, in der Hoffnung den Vorkommen der alten Zinngrube und des neuen Zinnschachtes entsprechende Erzanbrüche zu machen. Diese Erwartungen sind zwar bis jetzt noch nicht bestätigt worden, doch liess sich eine allmähliche Zunahme der Kupferkiesimprägnation im Skarn mit dem Fortschreiten des Streckenbetriebes in der N.-Richtung ganz zweifellos feststellen. Zukünftigen Vorrichtungsarbeiten ist die Beantwortung der Frage vorbehalten, welchen Einfluss die Franziska-Kluft auf die Vererzung der ihr zunächstliegenden Teile der Kalk-, bezw. Skarnlager an diesem Flügel der Pitkäranta-Falte gehabt hat.

Hinsichtlich des vorgenannten Aplites ist ferner noch zu erwähnen, dass seine Farbe, solange er im Strahlsteinschiefer ansteht, immer grauweiss bis rötlich, wo er dagegen das Skarnlager durchbricht, fleisch- bis tiefrot ist. Nach einer chemischen Analyse enthält, nebenbei bemerkt, letztere Abart auch über doppelt soviel Fe als die helle.

Im Kontakte des Aplites mit dem erzfreien Skarn ist letzterer häufig in scharfkantige Stücke zerbrochen, welche an den Rändern meist nur wenig eingreifende Veränderungen erlitten haben, indem der Salit hier nur etwas serpentinisirt oder chloritisirt ist. Wo dagegen Aplitgänge innerhalb des Eisenerzes angetroffen werden, sind sie stets von einem dunklen, gewöhnlich wenige mm breiten Salbande von grünem Glimmer begrenzt, dessen Blättchen winkelrecht zur Ganggrenze stehen und u. d. M. eine Menge winzigster, durch massenhafte Einschlüsse parallel zur Hauptachse bräunlich gefärbter Apatiteier beherbergen. Fluorit füllt die Lücken zwischen den Glimmeraggregaten aus und gelegentlich findet man wohl auch innerhalb der letzteren scharf begrenzte Kristallschnitte eines lichtroten, stets vollkommen isotropen Granates.

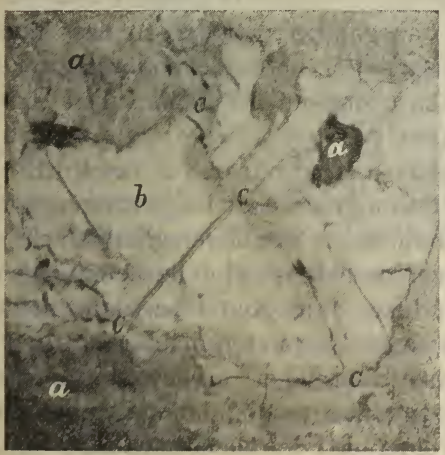
Erscheint nun einerseits die Grenze zwischen dem Glimmersalbande und dem Aplit ziemlich scharf, so geht andererseits die Glimmer-Fluoritmasse ganz allmählich in das angrenzende, kompakte Magneteisenerz über, indem sie in der Richtung zu letzterem hin immer feinkörniger wird. Der Rapakiwiaplit ist sonach stets durch eine glimmrige Zone vom Erze getrennt.

Da wir nun innerhalb der letzteren noch zuweilen Reste des Aplites in Gestalt von idiomorphen Quarzkörnern und Plagioklas-

leisten verstreut finden, so ist klar, dass die dunklen Salbänder z. T. auf Kosten des Rapakiwi entstanden und die Vererzung durch Magnetit in Begleitung von Glimmer und Fluorit jünger als die Intrusion der aplitischen Gänge sein muss. In Fig. 67 ist übrigens ein ganz analoger Kontakt aus der Grube 1. Klara abgebildet (s. weiter unten).

Über interessante mikroskopische Einzelheiten in den oben geschilderten Rapakiwigängen wäre noch Manches zu sagen, was jedoch nicht in den Rahmen dieser mehr erzgeologischen Darlegungen gehört, so besonders die überaus häufige

Fig. 36.




Fluorit von Serpentintrümern durchsetzt.
Aus Rapakiwiaplit der
Grube 2 Herberz.
a = Orthoklas, b = Fluorit,
c = Serpentin.
Vergr. 1 : 40.

Fig. 35.




Kupferkiestrum in Rapakiwiaplit.
Grube 2. Herberz.
a = Kupferkies, b = Faserserpentin,
c = Fluorit, d = Glimmer,
e = Rapakiwiaplit.
Vergr. 1 : 20.

Erscheinung der welligen Auslöschung in den Quarzen, schwach gebogene oder auch zerdrückte und durch Feldspäte wieder verkittete Plagioklasleisten usw. Oft springt schon makroskopisch recht deutlich in die Augen, dass das Gestein ganz bedeutenden Druckkräften ausgesetzt gewesen sein muss, denn man findet die dasselbe zuweilen durchsetzenden Fluorit-Kupferkiestrümer in Teilstücke zerdrückt, welche durch fasrigen Serpentin verkittet und von solchem umgeben sind. Ein solches Erzschnürchen ist im Dünnschliffbilde der Fig. 35 wiedergegeben.

Dass auch nach der Fluoritisirung unseres Aplites noch vielfach Veränderungen im Mineralbestande desselben stattgefunden und u. a. magnesiasilikathaltige Lösungen im Gestein zirkulirt haben, geht daraus hervor, dass die Fluoritpartieen, wie mikroskopisch leicht festgestellt werden kann, zuweilen von Spältchen durchsetzt werden, die mit Serpentin ausgefüllt sind. Die Fig. 36 mag dieses Vorkommen erläutern.

Eigentümlich ist, dass weder Zinnstein, noch Scheelit, wie schon oben gesagt, im Skarn oder im greisenähnlich umgewandelten oder im vererzten Quarzporphyr zu verzeichnen sind. Wir werden hier in mancher Hinsicht an die Erscheinungen im Schurfschachte Franziska, sowie im Rapakiwigebiet östlich von der Grube 1. Klara erinnert, wo ja nur Sulfide, dagegen, wie es scheint, kein Zinnstein im Zusammenhange mit der greisenähnlichen Umwandlung mit eingewandert ist.

### *Der Schacht Walkialampi.*

Bedeutendere Grubenarbeiten als in dem oben geschilderten Schurfschachte 2. Herberz sind von 1896 bis 98 in diesem südlich vom kleinen See Walkialampi angelegten Schachte gleichen Namens (s. d. Querprofil i-j auf Taf. XIV) ausgeführt worden, so dass hier auch das Haldenmaterial weit ausgiebiger über die mineralogische Zusammensetzung der unteren Skarnzone im nördlichen Teile des neuen Erzfeldes zu belehren geeignet ist.

Die Mächtigkeit des Skarnlagers hier ist nur c. 3 m bei 45° Einfallen. Das Liegende besteht aus Granitgneiss mit Lagergängen von Pegmatit, das Hangende, wie gewöhnlich, aus Strahlsteinglimmerschiefer, der auch hier ziemlich stark verruschelt ist und den Gleitzonen (Schölar) des alten Feldes ähnelt. Etwa 1 m vom Hangendschiefer entfernt schiebt sich ferner ein wenige Dezimeter mächtiges, quarziggneissiges Zwischenmittel in das Skarnlager ein, wodurch die schmale Magneteisenerzlage am Hangenden, analog denjenigen in den Schwartz- und Meyer-Gruben, zu einer Art Parallelerz wird.

Folgende Erze und Gangmineralien sind in der kleinen Grube vertreten: Magneteisenstein, Zinkblende, Kupferkies, Schwefelkies und Bleiglanz, sowie ferner Salit, Diopsid, Granat (hellgelb bis schwarz), Epidot, Hornblende, Uralit, Strahlstein, Quarz, Amethyst, grünlicher Glimmer, Chlorit, Fluorit und Kalzit.

Stets spielt auch hier, wie im alten Felde von der Grube Schwartz bis hin zur Grube 1. Klee, feinkörniger bis grobspatiger Salitskarn deutlich die Rolle des ältesten Lagerbestandteiles, während die übrigen Mineralien teils mehr oder weniger grosse, meist in der Streichrichtung langgezogene Drusenräume austapeziren, teils Spalten und Risse im Salitskarn ausfüllen, also im grossen ganzen wie im Skarnzuge des alten Erzfeldes von Pitkäranta auftreten, nur dass hier die Beimischung von Fluorit viel bedeutender ist.

Das Magneteisenerz zieht sich als c. 1 m mächtige Lage hauptsächlich nahe am Liegenden hin und ist gewöhnlich ebenfalls von kleinen Hohlräumen erfüllt, in welche Kriställchen von Diopsid, Glimmer oder auch Magnetit hineinragen. Zuweilen ist auch die ganze Höhlung von einer chloritischen Substanz erfüllt. Zinnstein, Scheelit und Arsenikkies sucht man auch in der Grube Walkialampi vergeblich.

Der Granitgneiss des Liegenden erweist sich meistens stark epidotisirt, sodass ein aus abwechselnden epidot- und quarzreicheren Lagen zusammengesetztes Gestein entsteht, dem meist auch etwas Flussspat beigemengt zu sein pflegt. Wo Pegmatitgänge in den Skarn eingreifen, hat sich im Kontakt auch hier wiederum das bezeichnende, aus Feldspat, Salit, und akzessorischem Titanit und Apatit bestehende Mischgestein entwickelt, in welchem wie gewöhnlich Quarz vollkommen fehlt.

Erwähnenswert ist schliesslich noch die in dem mit Magnetit und Kupferkies stellenweise recht stark vererzten Pegmatit oft schon makroskopisch hervortretende Lagenstruktur, welche an die im Pegmatit von 4. Omeljanoff als Seltenheit beobachtete und in Fig. 27 dargestellte Krustenbildung erinnert. Fig. 37 zeigt eine Partie aus einem Dünnschliff von stark umgewandeltem Pegmatit in 20-facher Vergrösserung. Die scharfbegrenzten Linien um die dickeren Magnetitkrusten dürften sich von ursprünglichen Feldspatindividuen herleiten. Auf erstere folgen dann undeutliche Lagen von abwechselnd Fluorit, grünlichem Glimmer und Magnetit; es handelt sich also offenbar bei der Vererzung unserer Pegmatite ebenfalls nicht immer nur um allmähliche Verdrängung von Feldspatsubstanz durch Fluorit, Erze usw., sondern in vielen Fällen fand wohl auch eine sukzessive Ausfüllung von miarolitischen Hohlräumen oder während der Vererzungsperiode entstandenen Dissolutionsräumen statt.

Ohne hier eingehender bei den durch die Diamantschürfbohrungen im unteren Schiefer- und Skarnhorizont erhaltenen Auf-

schlüssen zu verweilen, deren wichtigste Einzelheiten aus den Querprofilen der Taf. XIV zur Genüge hervorgehen dürften, wollen wir nur kurz bemerken, dass im südlichsten Teile des Feldes, wie das Profil (a-b) der mit Bohrloch C durchsunkenen Schichten angiebt, noch einige Injektionen von Pegmatit innerhalb der Skarnlagers auftreten, dass dagegen die offenbar von der Perwoi-Verwerfung ausgehenden Pegmatitapophysen nicht weiter nach N.O. fortzusetzen scheinen. Die hie und da im Nebengestein nachgewiesenen,

Fig. 37.




Lagenstruktur in vererztem Pegmatit. Grube Walkialampi.
m = Magnetit, c = Grüner Glimmer
und Fluorit, f = Fluorit.
Vergr. 1 : 20.

geringmächtigen Lagergänge von Pegmatit im Nordfelde sind eher als selbständige Intrusionen aufzufassen, wie solche, obgleich in äusserst beschränktem Masstabe, auch in der nordöstlichsten Bucht der Mulde von Pitkäranta im Grubenfelde von Hopunwaara vorkommen.

Schliesslich ist hervorzuheben, dass im Bohrloche nordöstlich von der Grube 2. Herberz die mittlere Zone ausnahmsweise als aus

Salit, Epidot und Granat zusammengesetztes, teilweise magnetitführendes Skarnlager von c. 3 m Mächtigkeit ausgebildet ist (Fig. 33).

Die Produktion der ja ausschliesslich als Untersuchungsbau betriebenen Grube Walkialampi war kaum der Rede wert. Aus dem in der Fördertabelle angegebenen Haufwerke wurden 134 t Magnetitstuferz, 1,269 t magnetisches Aufbereitungserz und einige Tonnen ärmeres Kupfererz erhalten. *Produktion.*

Es bleibt uns nun noch übrig, die einzige mittels Grubenarbeiten aufgeschlossene Erzlagerstätte des oberen Kalkhorizontes zu schildern.

### *Die Grube 1. Herberz.*

Auf Tafel XIX ist ein Längsprofil, sowie ein Teil des Grundrisses der 23 m-Sohle im Masstabe 1 : 1600 und auf Tafel XIV in $^1/_5$ kleinerem Masstabe ein Querprofil (g-h) dieser Grube dargestellt. Das Einfallen der Lagerstätte beträgt 40°, die Mächtigkeit des Kalklagers auf der Südseite des Förderschachtes 8 m, auf der Nordseite hingegen 5 m.

1. Herberz gehört mit zu den grössten Gruben der seit 1894 entdeckten neuen Erzfelder, indem die abgebauten Grubenräume einem Inhalte von 7836 kbm (oder c. 2000 kbm mehr als die Totalexkavation der Ristaus-Grube) entsprechen. Dabei ist die in Rede stehende Grube bis c. 140 m in der Feldrichtung und gegen 50 m nach der Tiefe zu aufgeschlossen worden. Ein verhältnismässig vollständiges Beobachtungsmaterial stand daher im Laufe der Jahre dort zur Verfügung, wenn auch zur Zeit beinahe alles aus der Lagerstätte stammende erzhaltige Gestein von den Halden verschwunden ist, da es grösstenteils ohne vorherige Scheidung der Seilbahn übergeben und in der magnetischen Aufbereitung bei Ristiniemi verarbeitet worden ist.

Vergleicht man nun die Erze dieser Grube mit denen der früher geschilderten, in demselben Lagerhorizonte gelegenen Ristaus-Grube, so springt vor allem die Armut derselben an Kupferkies, Zinkblende u. a. Schwefelerzen in die Augen, welche ja im Mineralbestande der zuletzt angeführten Grube einen recht hervorragenden Platz einnehmen. Schon bei Besprechung der unteren Skarnzone des neuen Grubenfeldes von Pitkäranta fiel uns sowohl in den Gruben-, als auch in den Bohraufschlüssen die Geringfügigkeit der Vererzung mit Kupferkies auf; Zinkblende kam wohl in feinster Verteilung über-

all im Magneteisenerz eingestreut vor, bildete jedoch selten kompaktere Erzmittel, etwa wie in der Grube Ristaus oder 6. Klee. Das Eisenerz von 1. Herberz ist nun ebenfalls stets in hohem Grade durch Zinkblende verunreinigt, der Schwefelgehalt der Erze beträgt daher in der Regel mindestens 1.2—1.5 %. Nach allem zu urteilen gehört das neue Grubenfeld zweifellos zu den kupferärmsten Gebieten rings um die vererzten Muldenränder unseres Erzdistriktes.

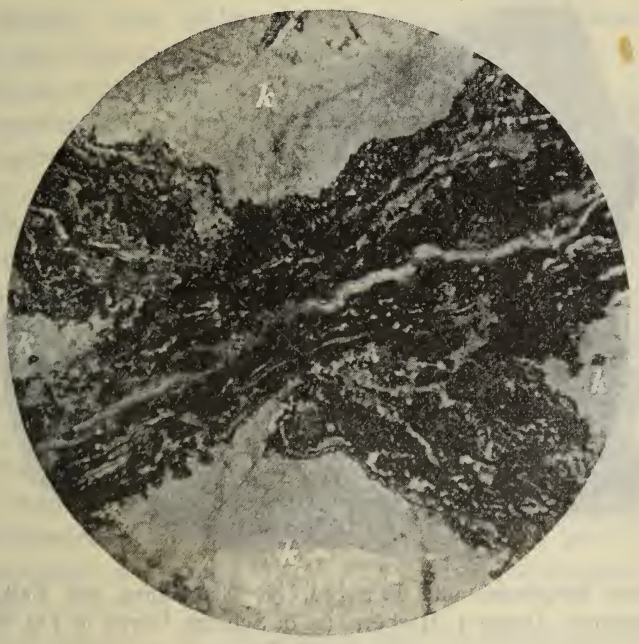
Im Südfelde der Grube 1. Herberz erreicht das Eisenerz 8 m, im Nordfelde dagegen nur 2 m Mächtigkeit; die geringere Ausdehnung der magnetischen Kurvenzüge in nördlicher Richtung zeigt auch mit aller Deutlichkeit an, dass die Kalkzone nach dort hin vertaubt, um wieder 500, bezw. 1300 m nördlicher ihr Vorhandensein als Erzlagerstätte durch bald stärkere, bald schwächere magnetische Vertikalintensitätsmaxima zu verraten. Sehen wir nun zu, wie der Erzkörper in den Grubenräumen auftritt, so finden wir, dass er sich auf der Nordseite des Förderschachtes gabelt, indem hier ein Zwischenmittel von Kalkstein in die Lagerstätte eindringt oder, richtiger gesagt, die Verdrängung des Kalksteins durch Magnetit sich in nördlicher Richtung immer mehr auf die Partieen unmittelbar am Liegenden und Hangenden zu beschränken beginnt, bis die Mächtigkeit des Magneteisenerzes in den am weitesten vom Schachte entfernten, oberen, am Liegenden vorgetriebenen Feldstrecken nur noch c. 1 m beträgt; noch schwächer endlich ist hier die Substitution des Kalksteins am Hangenden entlang.

Ein Zweifel an der sekundären Natur des Magnetites, sowie der übrigen Erze und Gangmineralien im Kalkstein ist angesichts der sich in dieser Grube in vorzüglichster Deutlichkeit darbietenden Erscheinungen wohl gänzlich ausgeschlossen. Nicht genug damit, dass sich vielfach im massigen, reichen Eisenerze (namentlich südlich vom Förderschachte) oft Kubikmeter grosse Klumpen von schichtigem, fast weissem Kalkstein ganz unvermittelt im Erzkörper einstellen, wie wir dies schon in der Ristaus-Grube beobachteten, ist das Karbongestein auch noch kreuz und quer von mikroskopisch feinen, bis einige cm breiten Gängen und Trümern von Magnetit durchsetzt, welche stets ausgesprochene Lagenstruktur mit gewöhnlich abwechselnden Krusten von Magnetit und Kalzit aufzuweisen haben. Auch Fluorit und hellgelbe, sowie auch braune Zinkblende und Tremolit, beteiligen sich gelegentlich an dieser lagenförmigen Verwachsung. Das Handstück in der Blockgruppe auf Taf. VII zeigt

einen solchen geäderten Kalkstein, der Dünnschliff in Fig. 38 ein demselben entnommenes, mikroskopisch feines Gangkreuz, in welchem das gegenseitige Alter der winzigen Spaltenfüllungen deutlich hervortritt. Das Nordosttrum ist offenbar das jüngere.

Die nähere Betrachtung des Aderkalkes und die genauere mikroskopische Untersuchung der dunklen Schnürchen belehrt uns ferner, dass der Kalkstein zerbrochen und die entstandenen Druckspalten nach und nach mit Magnetit, Kalzit und anderen Gangmineralien krustifizirt wurden. Dabei hat die Beschaffenheit der Spalten-

Fig. 38.




Gangkreuz mit Magnetit-Kalzit-Füllung im Kalkstein (k). Grube 1. Herberz. Vergr. 1 : 20.

wände insofern eine wichtige Rolle gespielt, als da, wo dieselben aus Kalkstein bestanden, letzterer ehe der erste Krustenabsatz von Magnetit begann erst teilweise weggelöst und silikatisirt wurde. Dieser Einfluss des Nebengesteins zeigt sich auch darin, dass die Silikat-Magnetitkrusten in der Regel weiter in das Nebengestein eingreifen, wo letzteres aus Kalk besteht, dagegen stets vertauben, wenn sie die in letzterem überall in grosser Menge vorhandenen Serpentinbutzen und -trümer durchschneiden. Letztere sind beiläufig — da-

für sollen noch später im Hopunwaara-Felde die unwiderleglichsten Beweise vorgebracht werden — dem Kalkstein lange vor Beginn der Vererzung zugeführt worden und bestehen meist aus durchscheinendem, ölgelbem bis dunkelgrünem Serpentin, in welchem u. d. M. noch oft Reste des Mutterminerales (Salit) zu erkennen sind.

Die in Fig. 39 gegebene Abbildung eines Handstückes aus der unmittelbaren Nachbarschaft eines der oben erwähnten Kalkrelikte, sowie das Schema dazu in Fig. 40 soll ferner die Art des

Fig. 39.



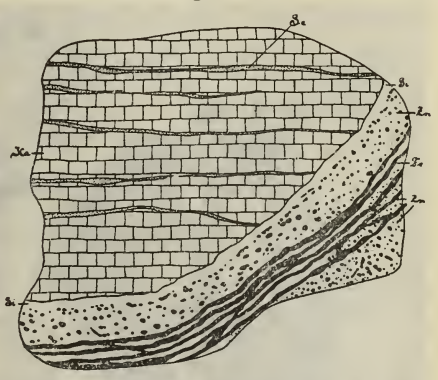
Abwechselnde Serpentin- und Erzlagen, die Schichtung des Kalksteins überquerend. Grube 1. Herberz. (s. d. Schema hierzu in Fig. 40.) $^1/_3$ d. nat. Gr.

Vordringens der Erze in den von Serpentinschnüren durchzogenen Kalkstein erläutern, wobei besonders die Silikatisirung des letzteren am Kontakte, sowie die notwendig als Lagenstruktur zu deutende, streifenweise Anordnung der Erze und Gangmineralien daselbst bemerkenswert sind, welche die den Schichtungsfugen des Kalksteins parallelen, älteren Serpentinränder, wie deutlich zu sehen, quer abschneiden.

Als mehrere dm mächtige Lage begleitet zuweilen mittelkörniger Salitskarn das Kalklager dicht am Kontakte mit dem Glimmer-

gneisse des Hangenden; er ist stark serpentinisirt und von dichtgedrängten, sich vielfach kreuzenden und mit grünlichem Glimmer und Fluorit, seltener Magnetit ausgefüllten Gangtrümern durchadert. Wir haben hier vom Hangenden ausgehende, mit der postpegmatitischen Kontaktmetamorphose in Zusammenhang stehende Skarninfiltrationen vor uns, welche ebenso wie der Kalkstein von massenhaften Druckspalten erfüllt wurden, die der Zirkulation der späteren umwandelnden, serpentinisirenden Agentien wohl günstige Bedingungen darboten, für den Absatz von Erzen, namentlich Magnetit, dagegen infolge der grösseren Widerstandsfähigkeit ihrer Gesteinsmasse gegen die durchströmenden Lösungen nur in beschränkterem Grade geeignet waren; auch fehlen die im unteren Skarnniveau gewöhnlichen, für die Vererzung so überaus günstigen mehr oder weniger grossen Drusenräume. Das Skarnerz der Lagerstätte von 1. Herberz ist daher niemals abbauwürdig und bei seiner geringen Mächtigkeit erklärlicherweise auch so wie so von keinerlei bergmännischer Bedeutung.

Fig. 40.



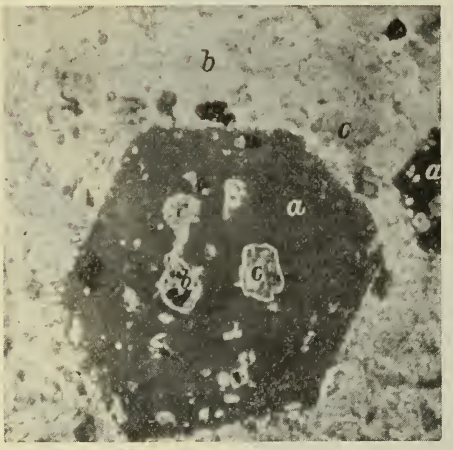
(Schema zur Photographie in Fig. 39).
Ka = Kalkstein, Se = Serpentin,
Si = Silikatzone, Fe = Magnetit,
Zn = Zinkblende.

Wo dagegen von den Skarninfiltrationen verschont gebliebener Kalkstein, d. h. die Hauptmasse des Lagers, der Vererzung anheimfiel, wurde er unter Neubildung verschiedener Silikate, und zwar vorwiegend Kalk- und Magnesiasilikate, aufgelöst und verdrängt. Dass letztere, mit Ausnahme des obenerwähnten Serpentins, nicht schon vor der Vererzung vorhanden waren, ergiebt sich daraus, dass der Kalkstein da, wo er noch in der Hauptsache als solcher bewahrt ist, also in den Relikten, sowie in den nur in geringem Grade erzführend gewordenen mittleren Partieen der Kalkzone im Nordfelde, keine eingestreuten Gangmineralien führt. Zu diesen sind, ausser den Erzen: Magnetit, Zinkblende, Magnetkies und Bleiglanz, zu rechnen: Chondrodit, grünlicher Glimmer, Fluorit, Tremolit, Serpentin, Chlorit und schliesslich Vesuvian und Granat; letztere beiden sind jedoch äusserst selten.

Zinnstein und Scheelit sind auch im Mineralbestande der Grube 1. Herberz bis jetzt noch nicht nachgewiesen worden, wohl aber als Seltenheit dünne dendritische Anflüge von Arsenikkies auf feinsten Spalten des Eisenerzes oder als winzige Kristalle zusammen mit Fluorit in mikroskopischen Hohlräumen eines rötlichweissen aplitischen Gesteins.

Die Lagerstätte von 1. Herberz wird nämlich stumpfwinklig von mehreren 1—2 dm breiten, steilstehenden Gängen von feinkörnigem Granit durchsetzt, welcher in jeder Beziehung an das aplitische Gestein im Schurfschachte 2. Herberz erinnert und wie jenes zweifellos zum Ganggefolge des Rapakiwi gehört. Dies wird auch durch die mikroskopische Prüfung vollauf bestätigt. Der Dünnschliff in Fig. 41 stellt eine Partie aus dem den Förderschacht durchschneidenden Gange (s. d. Grundriss und das Längsprofil auf Taf. XIX) dar, und zwar von einer Stelle 8—10 m vom Hangenden der Lagerstätte entfernt, d. h. im Glimmerschiefer, wo übrigens dieser Rapakiwiaplit stets viel heller und seltener fluoritisirt zu sein pflegt. Immer sind aber die Feldspäte mehr oder minder durch gelblichen Glimmer verdrängt, welcher sie, sowie auch den Quarz, in feinsten Schüppchen und rundlichen Aggregaten erfüllt.

Fig. 41.




Quarzporphyrischer Rapakiwi. Gang in der Grube 1. Herberz.
a = Quarz, b = Gelblicher Glimmer, c = Plagioklas.

Ungefähr 30 m unter Tage ist im westlichen Schachtstosse ein schmaler Pegmatitlagergang zu sehen, welcher von dem obenerwähnten Aplitgange winkelrecht durchsetzt wird. Es ist dies übrigens das einzige in dieser Grube zu beobachtende Pegmatitvorkommen. Die Verhältnisse am Gangkreuze liefern einen weiteren Beweis für das jüngere Alter des Aplites im Verhältnis zum Pegmatit. Auch letzterer ist beiläufig z. T. greisenähnlich umgewandelt und führt viel neugebildeten Quarz in prismatischen Kriställchen, gelblichen Glimmer, etwas Fluorit und Kalzit, sowie kleine Pyritwürfel.

Im Kontakte des Rapakiwiaplites und des Kalksteins findet man in der Regel eine 1—2 cm breite, wesentlich aus hellgrünem, dichtem Salit bestehende Zone, also Kalksilikathornfels (Skarn) entwickelt, welche auch im derben Magneteisenerze stets deutlich als unvererztes, den Rapakiwi vom letzteren trennendes Band hervortritt, ein Beweis, dass das Erz später als die Kontaktzone entstanden, d. h. jünger als die Intrusion des Rapakiwiaplites sein muss. Denn angenommen auch, dass sich im Kontakte des letzteren mit kompaktem Magneteisenerz ebenfalls eine ähnliche, dichte Hornfelszone hätte ausbilden können, so bleibt doch unerklärlich, wie sich die vielfach zu beobachtende, vollkommen gleichartige Umwandlung in Salitfels auch an ganz erzfreiem Kalkstein im Aplitkontakt vollziehen konnte. Ohne Zweifel war die dichte Hornfelszone für die Vererzung ganz ungeeignet, sodass letztere bei ihr, ohne den Granit zu erreichen, Halt machen musste.

Der Unterschied des Eruptivkontaktes hier in der Grube 1. Herberz und desjenigen in dem oben geschilderten Schachte 2. Herberz ist ganz augenscheinlich, lässt sich aber leicht erklären, wenn wir bedenken, dass das Aplitmagma an letztgenanntem Punkte ausschliesslich schon fertig gebildeten Skarn vorfand, der im Kontakt einfach zerbrochen und im Rapakiwi eingeschlossen wurde. Die Glimmersalbänder am Magneteisenstein aber enstanden, wie schon auseinandergesetzt, erst später im Zusammenhang mit der Erzbildung auf Kosten des Aplites. Weitere Beweise für die oben ausgesprochene Ansicht, dass die Vererzung mit Magnetit usw., sowie die Immigration der verschiedenen Gangmineralien in eine spätere Periode zu verlegen sind, als das Eindringen des Rapakiwimagmas, werden wir bei der Schilderung der Grubenfelder von Hopunwaara und Lupikko noch mehrfach erbringen können.

Wie dies bereits im Schachte 2. Herberz festgestellt, so können wir auch in der Grube 1. Herberz vermuten, dass die intensiven, mit der Vererzung Hand in Hand gehenden Umwandlungen des Nebengesteins, für welche wir schon im alten Grubenfelde, namentlich in der Grube Ristaus, so gute Beispiele fanden, sich auch auf das Gestein der Aplittrümer erstreckt haben. Dies ist nun auch vollauf der Fall. Wo sich der Hornblendeschiefer im Liegenden der Erzlagerstätte stark in chloritische, lettige Massen umgewandelt zeigt, ist auch der ihn durchschneidende, sonst hauptsächlich aus Plagioklas und Quarz bestehende, tiefrote Rapakiwi gänzlich in ein dunkelgrünes, weiches Gestein metamorphosirt; mikroskopisch

besteht dasselbe fast nur aus Chlorit und Fluorit, welche offenbar auf Kosten des Quarzes und Feldspates gebildet wurden. Unregelmässig begrenzte Reste dieser Mineralien liegen nämlich noch stellenweise in dem „Grünstein" verstreut. Eine ähnliche Umwandlung von Quarz in glimmrige und talkige Mineralien hat u. a. auch A. E. Törnebohm [1]) von Falun beschrieben und W. Lindgren [2]) erwähnt eine metasomatische Ersetzung von Quarz durch Kalzit und Serizit in Granodiorit von Californien.

In genetischer Hinsicht von hervorragendem Interesse sind ferner die auf der N.-Seite vom Förderschachte in der Nähe einiger Rapakiwigänge zu beobachtenden Vererzungserscheinungen. Wie schon zu Anfang dieses Abschnittes gesagt, beschränkt sich das Auftreten von abbauwürdigem Magneteisenerz dort auf eine wenige Meter mächtige Lage am Liegenden und eine noch schmälere am Hangenden. Die Medianpartieen werden von 2—3 m mächtigem, von Magnetittrümern durchkreuztem Kalkstein eingenommen. Wo nun das 2—3 dm breite Rapakiwitrum den Kalkstein schneidet, ist letzterer beiderseits vom Eruptivgange in 80—100 cm Breite gänzlich durch Eisenerz verdrängt und der Aplit fast vollständig durch feinkörnigen bis grobspatigen Bleiglanz mit etwas Kupferkies und Zinkblende, sowie Kalzit und Fluorit ersetzt, zu denen sich meist radialstrahlige Vesuvianaggregate, grüner Glimmer und rötlicher Granat gesellen; letztere beiden gleichen mikroskopisch vollkommen den entsprechenden, bei den Glimmersalbändern der Aplittrümer in Grube 2. Herberz erwähnten Mineralien. Diese Erscheinungen lassen klar erkennen, dass die erzbildenden Agentien ausser vom Hangenden und Liegenden, auch von den Kontakten dieser Gesteinsquergänge aus in das Kalksubstrat vorrückten, wobei der Aplit ebenfalls tiefgreifende Umwandlungen und Vererzungen erlitt.

Schliesslich muss noch das im Profil a-b (Tafel XIV) eingezeichnete, im oberen Kalkhorizont niedergebrachte Bohrloch erwähnt werden, welches, wie schon gesagt, neben Grube 1. Herberz den einzigen Aufschluss im oberen Kalkhorizonte des neuen Erzfeldes darstellt. Das in c. 120 m Entfernung vom Ausbiss (im Einfallen der Lagerstätte gemessen) durchsunkene Erzvorkommen ist an

---

[1]) Om Falu grufvas geologi. Geol. För. Förh. Bd. XV. p. 643.

[2]) Metasomatic Processes in Fissure-Veins. (Transact. of the Amer. Inst. of Min. Eng. 1900).

diesem Punkte 7.5 m mächtig und besteht, nach den Bohrkernen zu urteilen, aus Serpentin- Magnetiterz von ganz derselben Beschaffenheit, wie in den Gruben Ristaus und 1. Herberz.

Es braucht wohl kaum darauf aufmerksam gemacht zu werden, dass die magnetischen Vertikalintensitätskurven über diesem Erzkörper teilweise darum eine so auffallende Breitenausdehnung besitzen, weil das Einfallen der Schichten hier nur 20°—25° beträgt, der Erzmagnet daher, namentlich auf der Seite des Hangenden, die Neigungsnadel viel stärker und auf weit bedeutendere Entfernung vom Maximalpunkte beeinflussen muss, als bei den nördlicheren, meist 40°—45° einfallenden Erzkörpern.

*Produktion.*

Die Totalproduktion der Herberz-Grube an erzhaltigem Haufwerk ergiebt sich aus der Fördertabelle, wobei jedoch zu beachten ist, dass auch mehr oder weniger taubes Gestein von den Ausrichtungsbauen ausserhalb der eigentlichen Lagerstätte mit in diesem Quantum eingeschlossen ist. Es wurden 617 t Magneteisensteinstuferz 26,916 t magnetisches Aufbereitungserz und ausserdem 17 t Kupfer- und 10 t Zinkerz gewonnen.

Was nun die Resultate der magnetometrischen Beobachtungen und Messungen anbelangt, auf Grund deren allein wir es unternehmen können, die im neuen Grubenfelde von Pitkäranta verfügbaren Eisenerzmengen annähernd zu schätzen, so ergiebt sich nach den Vertikalintensitätskurven die gesamte Länge der verschiedenen Erzkörper des unteren Horizontes zu ungefähr 1500 m und die des oberen zu etwa 1400 m. Nehmen wir an, dass erstere, wie im allgemeinen die Eisenerze des tieferen Erzniveaus im alten Grubenfelde und ferner auch die Vorkommen von 2. Herberz und Walkialampi, im Mittel nur 1 m Mächtigkeit besitzen, letztere dagegen (unter Zugrundelegung der in den Gruben Ristaus und 1. Herberz, sowie bei den Tiefbohrungen erhaltenen Werte) durchschnittlich 5 m Mächtigkeit erreichen, so ergiebt die Berechnung, wenn wir nur 120 m mittlere Tiefenerstreckung bei den Erzkörpern voraussetzen, mehr als 1 Million Kubikmeter erzhaltiges Gestein, d. h. c. 4 Millionen metr. Tonnen magnetisches Aufbereitungserz. Für die Tiefe der unteren Erzpole, d. h. die Länge der Erzmagnete, haben zwar die magnetischen Berechnungen an weit auseinander liegenden Stellen des in Rede stehenden Gebietes mindestens 150 m ergeben; für eine vorsichtige Schätzung schien es jedoch nicht ratsam, eine grössere Tiefe anzunehmen, als durch Untersuchungen tatsächlich nach-

gewiesen worden ist, nämlich, wie oben angeführt, 120 m im Bohrloch am Kelinoja-Flusse (s. Profil a-b auf Taf XIV).

---

### Das Grubenfeld von Hopunwaara.

*Allgemeines.*

Im geschichtlichen Teile dieser Arbeit wurde bereits erwähnt, dass der Kalkbruch von Hopunwaara, sowie das Magneteisensteinvorkommen daselbst, schon um das Jahr 1814, also lange vor der Entdeckung der grossen Kupfererzmassen im alten Grubenfelde von Pitkäranta bekannt waren. Nachdem der Bergmeister Lundström [40] im genannten Jahre die Fundstelle besucht hatte, kam 1839 Soboleffski [8] und 1840 J. Durocher [11] in jene entlegene Gegend. Namentlich die letzten beiden Forscher haben sich in ihren Arbeiten über die Geologie des Erzgebietes von Pitkäranta eingehend mit den genetischen Verhältnissen jener Eisenerzlagerstätte beschäftigt, worauf wir später zurückkommen werden.

Mehr mineralogische Ziele verfolgten dagegen bei ihren Untersuchungen im Hopunwaara-Felde: S. Kutorga [14], A. Nordenskiöld [17] und H. J. Holmberg [19 und 21]. Von besonderem Interesse sind ferner für uns P. Pusireffskis [33 und 34] Untersuchungen über den Kalkstein von Hopunwaara und die in demselben eingeschlossenen, eigentümlichen Eozoon-Serpentingebilde, sowie F. J. Wiiks [45 und 50] eingehende, aber zu ganz entgegengesetzter Auffassung führende Forschungen über denselben Gegenstand. Kurze Notizen über den Kalkbruch von Hopunwaara (oder Hopunsuo) finden wir schliesslich bei C. P. Solitander [60] v. J. 1884 und bei Gr. Lisitzin [69] v. J. 1889.

Wie wir sehen ist die Literatur über Hopunwaara nicht arm, sie betrifft jedoch nur den bis 1895 allein bekannten Kalkbruch und die kleinen Eisenerz- und Zinkblendevorkommen auf der Nord- bezw. Südseite desselben. Als dann 1895 die geologischen und magnetometrischen Untersuchungen auch auf das hier zu schildernde Gebiet ausgedehnt wurden und sich herausstellte, dass dieser äusserste Winkel der Pitkäranta-Mulde infolge seines ausserordentlichen Reichtums an Magneteisenerz zu den bedeutendsten Erzfeldern des ganzen Gebietes gerechnet zu werden verdiente, dauerte es nicht

lange, bis auch hier, und zwar vorwiegend im mittelsten Teile des Grubenfeldes, im Klara-Erzzuge, ein reger Bergbau zu stande kam, der eine Fülle von neuen, hochinteressanten Aufschlüssen einbrachte.

Ausser dem vorgenannten Erzzuge haben wir noch zu unterscheiden: den oberen und unteren Winberg-Zug und schliesslich den Beck-Zug. Wie früher beginnen wir mit der Schilderung der unteren Skarnzone, wenden uns dann dem durch den Beck-Schacht erschlossenen mittleren Kalkniveau zu, um zum Schlusse eingehend bei der erzgeologisch interessantesten Partie des Grubenfeldes zwischen dem Kalkbruche und der Grube 1. und 2. Klara zu verweilen.

Vorerst noch einige Worte über die allgemeine Geologie des Gebietes, welche übrigens schon früher z. T. an der Hand der geologischen Übersichtskarte über das Erzgebiet von Pitkäranta berührt wurde. Auf der Spezialkarte Taf. XV sind die geologischen Verhältnisse, so gut es die relativ geringe Zahl der zu Gebote stehenhenden Aufschlüsse gestattet, dargestellt. Einzelne Teile des Klara-Erzzuges sind ferner auf Taf. XVI in fünffach vergrössertem Masstabe in Grundrissen und Querprofilen wiedergegeben, Längsprofile dagegen in Anbetracht der geringen Ausdehnung der Gruben in den Feldrichtungen von so geringem Interesse, dass hier von solchen Darstellungen abgesehen werden konnte.

Infolge des ausgeprägten umlaufenden Schichtenbaues sind im Grubenfelde von Hopunwaara so gut wie sämtliche Streichrichtungen vertreten, betrachten wir jedoch die östlichsten, nahe am Rapakiwigranitkontakt und bis c. 800 m von demselben entfernt gelegenen Partieen des Feldes für sich, welche allein ja nur eigentlich für uns von Interesse sind, so können wir das Streichen der Schichten hier kurz als westöstlich bezeichnen.

Die auffallende Mächtigkeit der Kalk- und Hornblendeschieferschichten um die Nordspitze des Lupikko-Massivs im Vergleich zu derjenigen der entsprechenden Schichten des Winberg-Massivs wurde schon im allgemeinen geologischen Abschnitte berührt und dabei betont, dass nicht ausschliesslich Stauchungen der Schichtenkomplexe in der W.-O.-Richtung für die eigenartigen Verhältnisse daselbst verantwortlich gemacht werden dürften. Kein Zweifel kann ja darüber walten, dass namentlich die an der Wendung gelegenen Gewölbeteile — und solchen dürfte die Strecke vom Kalkbruche bis zur Rapakiwigrenze entsprechen — bei der Faltung des Lupikko-Granit-

gneissmassivs in der vorgenannten Richtung eine Verkürzung erfahren mussten, die Beobachtungen lehren aber, dass sich die Spannungen innerhalb dieser Gesteinsscholle nicht gleichmässig über das vorliegende Gebiet verteilten, sondern sich vielmehr lokal in kleineren Falten auslösten.

Eine solche intensive Stauchung auf beschränktem Raume springt z. B. auf dem Grundrisse des mittleren Teiles des Grubenfeldes nördlich von Grube 3. Klara sofort in die Augen. Gleich westlich von dem kleinen, am Kontakte des Rapakiwigranites mit dem Kalkstein abgeteuften Schurfschachtes (s. den Grundriss des mittleren Teiles des Klara-Erzzuges auf Taf. XVI) ist der Glimmerschiefer des überkippten Hangenden gegen 15 m gleichsam in das Kalklager eingestülpt worden und die magnetischen Spezialkurven dieses Gebietes lassen ziemlich gut erkennen, wie sich die Erzimprägnation getreu dem scharf gewundenen Kontakt anschmiegt. Das Profil einer ähnlichen Falte aus der Mitte des Kalkbruches von Hopunwaara (Nordseite) zeigt die Abbildung in Fig. 42. Dieselbe ist c. 60 m östlich vom Schurfschachte von der S.-Seite des Bruches in nördlicher Richtung aufgenommen.

Infolge des Umstandes, dass die nach N. übergelegte Antiklinalfalte beim Betriebe durch die senkrechte Nordwand des Kalkbruches quer durchschnitten wurde, tritt der etwa in der Mitte der Abbildung sichtbare Faltenkern mit den sich ihm anschliessenden, abwechselnden Kalk-, Skarn- und Serpentinlagen scharf hervor.

Die Mächtigkeit der Kalkzone ist übrigens infolge der seitlichen Pressungen bei Grube 3. Klara auch c. 6—7 m grösser als bei Grube 1. und 2. Klara, bezw. beim Kalkbruche, nämlich 38 m gegen 32 m an letztgenannten Stellen. Aber nicht nur die obere Kalkzone des Lupikko-Massivs allein zeichnet sich durch ihre bedeutende Mächtigkeit vor den übrigen entsprechenden Horizonten rings um die Mulde von Pitkäranta aus. Wie nämlich die Aufschlussarbeiten und magnetometrischen Untersuchungen im Gebiete des untersten Lagerhorizontes, d. h. im Beck-Zuge, an die Hand geben, kann hier die Mächtigkeit des ganzen Schichtenkomplexes vom mittleren Kalkniveau bis zum Granitgneiss zu ungefähr 28 m angeschlagen werden, sie übertrifft somit diejenige der entsprechenden, mächtigsten Skarnschichten im alten Grubenfelde um nahezu 10 m. Das Querprofil des Beck-Schachtes in Fig. 17 lässt erkennen, dass das untere Skarnlager c. 13 m und die Strahl-

steinschieferserie mit ihrem Kalklager zusammen 15 m Mächtigkeit besitzt.

Was die Entwicklung der Kalk-Skarnzonen des Winberg-Zuges in vertikalem Sinne anbelangt, so liegen darüber nur wenige Auf-

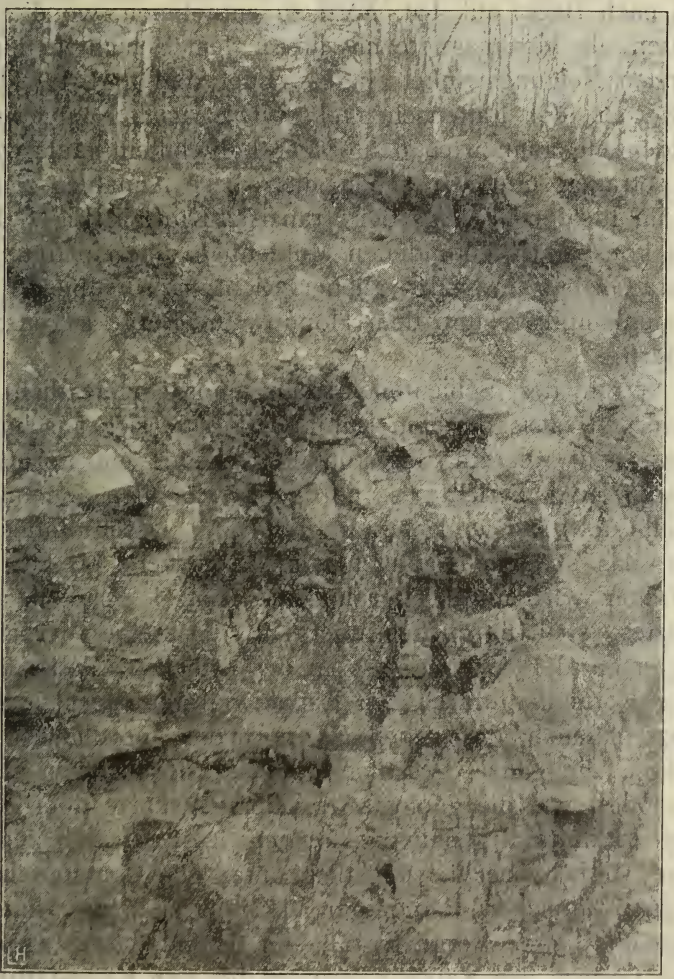


Fig. 42. Antiklinalfalte im überkippten Hangenden auf der Nordseite des Kalkbruches von Hopunwaara.

schlüsse vor. Nach dem mit dem Bohrloche südwestlich vom Schurfschacht 3. Winberg erhaltenen Schichtenprofile dürfte das untere Skarnniveau hier 12 m und die Strahlsteinschiefer, soweit die über-

aus reduzirte Beschaffenheit der entsprechenden Bohrkerne eine Berechnung zuliess, c. 10 m Mächtigkeit erreichen.

In welcher Weise wir uns die „Überfalte" von Hopunwaara in einem N.-S. Profil nach der Tiefe zu ergänzt zu denken haben, ist z. T. aus dem magnetischen Querprofil e'-f' (von 3. Winberg über 3. Klara nach Beck) auf Taf. XVII zu entnehmen, wo die Eisenerzlagerstätten als Idealmagnete mit ihrem dem Schichteneinfallen entsprechenden Neigungswinkel eingezeichnet sind und das allmähliche Flacherwerden der Faltenschenkel von S. nach N. gut hervortritt. Die Muldentiefe kann nach den obigen Fallwinkeln kaum weniger als 400 m betragen und wir sehen, dass diese Annahme ziemlich gut mit der im Idealprofil längs der Franziska-Kluft in Fig. 8 dargestellten, rein konstruktiv gefundenen Muldentiefe übereinstimmt, die von den Klara-Gruben in südwestlicher Richtung zunehmend zwischen dem Hopunlampi-See und dem Hopunwaara-Berge gegen 500 m betragen dürfte.

In betreff des Schichteneinfallens muss schliesslich noch bemerkt werden, dass die dem Lupikko-Massive sich anschmiegenden Schichten dicht am Rapakiwikontakte wieder ein normales, vom Granitgneiss weg gerichtetes, nördliches Einfallen annehmen. Die Querprofile a-b, c-d und e-f auf Taf. XVI lassen nämlich erkennen, wie das südliche Einfallen vom Kalkbruche bis zur Grube 3. Klara flacher wird und weiterhin bei 2. und 1. Klara in ein entgegengesetztes, steil nördliches übergeht. Dasselbe Verhalten zeigt beiläufig auch der Granitgneiss in der östlichsten Ecke der Karte, wo diese Formation durch den Rapakiwigranit abgeschnitten wird; er besitzt nämlich dort ebenfalls normales, nördliches Einfallen, während ja die ganze Westflanke dieses nördlichsten Teiles der Lupikko-Falte, wie die geologische Übersichtskarte über das Erzgebiet von Pitkäranta genauer erkennen lässt, bis hin zum Hopunlampi-See südlich, bezw. südöstlich unter den Granitgneiss einfällt. (Einen ganz ähnlichen Bau zeigen übrigens auch die Uuksu- sowie die Heposelkä-Falte. Vergl. S. 62). Es scheint daher, als ob in der Nähe der Grenze des Rapakiwigranites bei den Klara-Gruben schon Teile der ursprünglichen Sattelwendung vorlägen und wir uns somit die Streichrichtung der Lupikko-Faltenachse in NW. und den Verlauf der Gewölbelinie etwa über den Schurfschacht Beck und die Westseite des Kalkbruches zu denken haben, sodass also der Klara-Erzzug zur Ostflanke des Lupikko-Massives zu rechnen wäre.

Wir mussten uns bei diesen rein tektonischen Fragen hier darum länger aufhalten, weil durch die Beantwortung derselben der später zu erwähnende, auf ganz besonders starke Vererzung hindeutende magnetische Kurvenkomplex südwestlich vom Kalkbruche möglicherweise eine Erklärung findet. Wenn irgendwo rund um das Lupikko-Massiv, so müssen ja gerade an diesem Punkte, der den intensivsten Knickungen und Stauchungen infolge der gebirgsbildenden Kräfte ausgesetzt war, bedeutende Störungen des Schichtenverbandes stattgefunden haben, woher dieses Gebiet den erzbildenden Agentien gegenüber die Rolle einer weniger widerstandsfähigen Partie spielen und Veranlassung zu besonders reichen Erzabsätzen geben musste. Seiner geologischen Beschaffenheit nach entspricht dieser Punkt des Erzgebietes möglicherweise der von der Südspitze des Pitkäranta-Massives geschilderten, durch die Perwoi-Verwerfung gekennzeichneten Bruchstelle, nur mit dem Unterschiede, dass im Hopunwaara-Gebiete, wie überhaupt im nördlichen Muldenwinkel, Pegmatitinjektionen viel seltener sind, als in der Nähe der Hauptmuldenlinie. (Vergl. S. 104).

Zu den sonstigen Störungen des Gebietes, nämlich den Verwerfungen übergehend, können wir auch hier, wie im neuen Grubenfelde von Pitkäranta, mit Bestimmtheit nur die Fortsetzung der Franziska-Kluft annehmen. Hierüber war bereits im allgemeinen geologischen Abschnitte die Rede. Ausserdem lassen aber auch die beträchtlichen Verschiebungen der magnetischen Vertikalintensitätskurven im W. und O. des Kurvenkomplexes von 3. Winberg auf nicht so ganz unbedeutende Verwerfungen an jenen Stellen schliessen, wenngleich Genaueres hierüber aus Mangel an Aufschlüssen nicht festzustellen ist.

Schliesslich ist noch an der Hand der Spezialkarte des Hopunwaara-Feldes auf den eigenartigen, unregelmässigen Verlauf der Grenze des Rapakiwigranites, namentlich im Kontakte mit der Schieferformation, hinzuweisen und zu prüfen, ob die Beobachtungen in den Gruben und bei den magnetometrischen Untersuchungen irgendwelche Anhaltspunkte für die Beantwortung der Frage nach den Kontaktverhältnissen des Rapakiwi in der Tiefe zu liefern geeignet sind.

Dass die mehr als 800 m lange, den Klara-Erzzug auf der Nordseite begleitende Apophyse den bedeutendsten Ausläufer des Rapakiwigranitmassives darstellt, wurde bereits im Anfange dieser Arbeit erwähnt. Ein Zusammenhang des in der Nordecke des Grubenfeldes im Hangenden des Winberg-Massives anstehenden Aplitvorkom-

mens mit der Hauptmasse des Rapakiwigranites konnte dagegen ebensowenig nachgewiesen werden, wie bei den ganz ähnlichen Aufschlüssen im W. vom Nietjärwi-, sowie im O. vom Hopunlampi-See Zwischen Grube 1. Klara und dem durch ein kleines magnetisches Vertikalintensitätsmaximum markirten, östlichsten Zipfel des unteren Lupikko-Skarnhorizontes dringt ferner der Rapakiwi gegen 200 m und zwischen dem Schurfschacht 1. Winberg und dem unteren Skarnniveau des Winberg-Massivs c. 100 m in die Schieferformation ein, wobei jedoch eigentümlicherweise die Kalklager von 1. Winberg einerseits und von 2. und 1. Klara andererseits, gleichsam in schmale, 100—150 m tiefe Buchten eingeschlossen erscheinen. Dies ist wohl so zu erklären, dass das Granitmagma bei seinem Vordringen in den aufgeblätterten Schiefern geringeren Wiederstand fand, als in den kompakten, 15 bis 30 m mächtigen Kalklagern. Man beachte ferner auch die 800 m tiefe Rapakiwibucht im S. vom Keliwaara-Berge.

Aus den im Querprofil (c-d) der Grube 3. Klara ersichtlichen Aufschlüssen geht hervor, dass der Rapakiwiaplitgang noch in 60 m Tiefe dasselbe Einfallen wie der Klara-Kalkzug besitzt und daher aller Wahrscheinlichkeit nach sich genau im Kontakte zwischen letzterem und der Glimmerschieferformation Platz geschaffen hat. Dies fand aber erst *nach* der Querfaltung der Schieferschichten statt; der Befund bei der Knickung im mittleren Teile des Klara-Zuges lässt, wie bereits oben angeführt wurde, darüber keinen Zweifel aufkommen.

Es fragt sich nun, wie wir uns die Fortsetzung der Rapakiwihauptgrenze nach der Tiefe vorzustellen haben, denn für das Aushalten der Erze in der genannten Richtung ist es ja keineswegs gleichgültig, ob der Rapakiwigranit im Kontakte senkrecht in die Tiefe geht, unter die Schieferformation einfällt oder gar dieselbe deckenförmig überlagert; die letztgenannte Möglichkeit anzunehmen liegt umso näher, als ja solche deckenartige Rapakiwiergüsse von Finnland bekannt sind. So hat W. Ramsay [1]) auf der Insel Hochland im finnischen Meerbusen von Tuffbildungen begleitete, zum Wiborg-Rapakiwi gehörige Quarzporphyre beschrieben, welche deutliche Decken über den archäischen Gesteinen der Insel bilden.

Prüfen wir vorerst die magnetischen Erscheinungen am Rapakiwikontakte, so zeigt sich, dass die Vertikalintensität östlich von den am letzteren aufgeschlossenen Magneteisensteinvorkommen über-

[1]) Geol. Fören. Förh. B. XII.

all sehr schnell abnimmt, ein Beweis, dass sich die Erze und somit auch ihr Substrat nicht unter den Rapakiwi erstrecken können. Vielmehr spricht alles dafür, dass der Granit flach unter die Schiefer einschiesst. Betrachten wir nämlich die östlichsten magnetischen Kurvenkomplexe der Erzzüge von 2. Winberg, 1. Winberg und 1. und 2. Klara, so erkennen wir, dass dort überall die Gebiete für die positive Vertikalintensität von einem auf der N. und O.-Seite sich anschliessenden, negativen Intensitätsgebiet ungeben sind, welches den auf der Westseite folgenden Kurvensystemen fehlt.

Was ist nun die Ursache dieser magnetischen Erscheinungen und wie sind dieselben zu deuten? Die Arbeiten in den Gruben 1. und 2. Klara, sowie im Schurfschachte 1. Winberg geben darüber gute Aufklärung. An erstgenannter Stelle bilden nämlich die Eisenerzkörper zusammen eine Art nach W. offenen Troges, dessen drei Seiten und Boden, wie aus einer Kombination der Grundrisse und des Querprofiles der Gruben 1. und 2. Klara auf Taf. XVI hervorgehen dürfte, von Rapakiwi begrenzt werden. Eine Folge dieses eigenartigen Aufbaues ist, dass sich die beiden durch die Grube 2. bezw. 1. Klara repräsentirten Längsseitenteile des obengenannten Troges magnetometrisch zu einander wie die Schenkel eines Hufeisenmagneten verhalten. Das magnetische Querprofil a'-b' auf Taf. XVII ist in dieser Hinsicht recht instruktiv. Beim Schacht 1. Klara giebt nämlich die Neigungsnadel einen positiven Maximalausschlag von 84°, über dem Kalklager nimmt sie allmählich, wenn wir in nördlicher Richtung vorschreiten, eine wagerechte Lage an und überschlägt sich dann, um weiterhin bei Schacht 2. Klara ein negatives Maximum von 80° zu erreichen. Da nun die Erzkörper der Gruben 2. und 1. Klara Parallellagerstätten darstellen, so ist es sehr wahrscheinlich, dass auch bei 1. Winberg und östlich von 2. Winberg parallele Erzvorkommen vorliegen, welche in der Tiefe teilweise in Zusammenhang stehen dürften, ein Verhalten, das in der lokalen Entwicklung jener negativen Intensitätsgebiete seinen Ausdruck findet. Letztere kommen aber — wohlgemerkt — nur bei den der Rapakiwigrenze zunächst liegenden Eisenerzkörpern vor.

Beim Schacht 3. Klara, wo ja durch Grubenarbeiten und Schürfungen ebenfalls ganz unzweifelhaft das Vorhandensein zweier durch ein c. 40 m breites Kalklager getrennter Erzzüge nachgewiesen ist, sind letztere je durch ihre besonderen, aber positiven Vertikalintensitätsmaxima gekennzeichnet; so verhält es sich auch weiterhin beim Kalkbruche und ferner in der Gegend des Beck-Schachtes, nur dass

diese Kurvenzüge im zuletzt genannten Gebiete, ebenso wie bei 2. Winberg, in zwei verschiedenen geologischen Niveaus, nämlich im unteren Skarn- und im mittleren Kalkhorizonte aufsetzende Erzvorkommen angeben.

Bei flach einfallenden Magneteisenerzlagerstätten pflegt bekanntlich, falls die Erzkörper nicht sehr bedeutende Tiefenerstrekkung haben, im Hangenden ein vom Einflusse des unteren Magnetpoles herrührendes negatives Vertikalintensitätsfeld aufzutreten. Sehen wir zu, ob dieser Fall hier vorliegen könnte, so erkennen wir ohne weiteres, dass dann zum mindesten bei den südlich einfallenden Winberg-Zügen das Negativgebiet auf der Südseite des positiven liegen müsste. Dies ist aber nicht der Fall! In der magnetischen Messungskunde herrscht ferner die Auffassung, dass in der Nähe von grösseren Magneteisenerzkörpern auftretende, unbedeutende Magnetitvorkommen, falls ihre magnetische Kraft grösser als die des Erdmagnetismus war, sich gewöhnlich durch Induktion umgepolt zeigen, dass dagegen beide Erzvorkommen positive Vertikalintensität aufzuweisen haben, wenn ihnen ungefähr gleiche Tiefenerstreckung eigen ist. Betrachten wir das Querprofil e-f auf Taf. XVI, so erhellt unmittelbar, dass einerseits der nördliche, d. h. der Erzkörper von 2. Klara, bei weitem der bedeutendere ist und, dass andererseits beide ungefähr gleiche Tiefe erreichen. Es müsste also, unter Voraussetzung eines den Erdmagnetismus überwiegenden Erzmagnetismus im grösseren Erzmagneten, entweder das weniger bedeutende südliche Erz umgepolt sein und negative Vertikalintensität angeben oder, wie bei den weiter ab vom Rapakiwikontakt aufsetzenden Parallelerzen, überall positive Intensität sich geltend machen. Dies trifft, wie wir sehen, tatsächlich ebenfalls nicht zu. Mit Recht sagt auch E. Tiberg [1]), dass das Auftreten negativer Intensitätsfelder an der Tagesoberfläche selten ausschliesslich eine Folge seitens grösserer Erzmassen auf unbedeutende Erzkörper ausgeübter Induktion sein dürfte.

Nun haben die Grubenaufschlüsse und die Bohrung in der Grube 2. Klara an die Hand gegeben, dass der Rapakiwigranit, wie ein Vergleich des Grundrisses dieses östlichsten Teiles des Klara-Zuges an der Tagesoberfläche mit dem Grundrisse der 23 m-Sohle lehrt, mit 20—30° flach nach W. unter das Kalklager einschiesst, denn wir sehen im Querprofil e-f, dass das Kalklager schon 30 m unter Tage samt den Erzen durch Granit abgeschnit-

[1]) Jernkontorets Annaler. 1884. H. 1.

ten wird. Konstruiren wir nun rings um die Grenze des Rapakiwigranites an der Tagesoberfläche (auf Taf. XVII ist diese Linie mit w-x bezeichnet), ohne auf den Aplitgang zwischen Winberg und Klara Rücksicht zu nehmen, die Schnittkurve des Hauptgranites mit der Schieferformation in c. 50 m Tiefe (Linie y-z), so finden wir, dass dieselbe überall westlich von den zusammengehörigen + und — Hauptkurvenkomplexen durchgeht. In grösserer als genannter Tiefe beginnen daher wahrscheinlich die Erzmagnete infolge ihrer bedeutenden Länge, wie weiterhin nach Westen, als selbständige Einzelmagnete zu wirken, woher die negativen Intensitätsfelder dort auf der N.-Seite ausbleiben. Möglicherweise sind auch die innerhalb des gleichen oberen Kalkniveaus gelegenen Parallelerze von 1. Winberg einerseits und von 2. und 1. Klara andererseits nur noch in 50—60 m Tiefe durch Erz verbunden, d. h. als Hufeisenmagnete ausgebildet und trennen sich später in einzelne Magnete.

Genaue, an drei parallelen magnetischen Vertikalintensitätsprofilen in Verbindung mit Horizontalintensitätsbeobachtungen ausgeführte Berechnungen der Erzpoltiefen über dem südwestlich vom Kalkbruche eingemessenen, gewaltigen magnetischen Kurvenkomplex ergaben für dieselben im Mittel 470 m Tiefe, ein Resultat, das darum an Interesse gewinnt, weil nach derselben Methode (Dahlbloms) in der Nähe des Schachtes 3. Klara ausgeführte Berechnungen zu c. 200 m Poltiefe geführt haben. Diese Tiefe aber erhält man, wenn man sich den Hauptrapakiwikontakt von 30 m Tiefe in 2. und 1. Klara mit c. 25° bis c. 500 m senkrecht unter das Vertikalintensitätsmaximum des obenerwähnten magnetischen Feldes fortgesetzt denkt. Alle Beobachtungen im Hopunwaara-Felde sprechen somit für die Annahme, dass der Rapakiwigranitstock ganz flach unter die Granitgneiss- und Schieferformation einschiesst und die Hopunwaara-Falte wahrscheinlich oberhalb der Muldenlinie des oberen Kalkhorizontes schräg durchschneidet. Die Erzlagerstätten müssen infolgedessen, je weiter sie von der Hauptgrenze des Rapakiwi entfernt liegen, eine umso grössere Tiefenerstreckung aufweisen.

Wir wenden uns jetzt den Erzlagerstätten zu und beginnen mit der Beschreibung der im unteren Skarnniveau aufsetzenden Vorkommen von 3. und 2. Winberg, sowie den Schürfungen südlich vom Beck-Schachte.

### *Der Schurfschacht 3. Winberg.*

Dieser 1898 nur kurze Zeit (s. die Fördertabelle) zwecks Untersuchung auf Kupfererze bearbeitete Schurf soll hier nur herangezogen werden, um zu zeigen, dass auch im Grubenfelde vom Hopunwaara die dem Granitgneiss unmittelbar aufgelagerten Schichten aus typischem Skarn ohne Spuren des ursprünglichen Substrates zusammengesetzt sind.

Das Liegende besteht aus stark gneissigem, glimmerreichem Granitgneiss und fällt, wie überall rund um das Winberg-Massiv, mit c. 45° unter die Schiefer ein. Der Skarn setzt sich aus hellgrünem, teilweise serpentinisirtem Salit und wenig Granat zusammen; dunkelgrüner Glimmer und Fluorit begleiten die nur in recht schmalen Streifen und Butzen dem Liegenden zunächst auftretenden Erze: Magnetit, dunkle Zinkblende, sowie Spuren von Kupfer- und Schwefelkies, denen sich hie und da noch etwas Eisenglimmer zugesellt. Man kann hier die Beobachtung machen, dass, wo das derbste und reichste Magneteisenerz vorkommt, der Skarn sich auch in höchstem Grade in serpentinöse und glimmrige Substanzen umgewandelt zeigt.

Von dem gleich 150 m westlicher in NS.-Richtung mit 45° Neigung niedergebrachten Bohrloche war schon oben die Rede. Die Strahlsteinschieferserie findet auch hier, wie in dem Diamantbohrloche nördlich von der Grube 2. Herberz, mit einem etwas Magnetit führenden Salitlager von c. 3 m Mächtigkeit ihren Abschluss.

### *Der Schurfschacht 2. Winberg.*

In bergbaulicher Hinsicht noch unbedeutender als der vorgenannte, hat dieser etwa 10 m tiefe, ebenso wie Schacht 2. Herberz im Ausgehenden des mittleren, hier ebenfalls schwach mit Magnetit vererzten Leithorizontes angesetzte Versuchsschacht für uns nur insofern Interesse, als die Erzlagerstätte hier auch bezüglich ihrer mineralischen Zusammensetzung mit dem obengenannten Vorkommen des neuen Grubenfeldes von Pitkäranta die grösste Ähnlichkeit besitzt. Es steht diese Erscheinung sicher mit der analogen Beschaffenheit des ursprünglichen Substrates an den meisten Punkten dieses Kalkniveaus in Zusammenhang. Namentlich ist hier das flekkenweise Auftreten von radialstrahligen Grammatitaggregaten im Magneteisenstein charakteristisch, denn auch in den erzfreien Kalk-

lagern dieser Zone, z. B. auf den Inseln Puusunsaari und Kuusikkosaari, sowie an verschiedenen anderen Stellen (vergl. S. 82) gehört das genannte Amphibolmineral zu den bezeichnendsten Übergemengteilen im Kalkstein.

### *Der Schurfschacht Beck.*

In Fig. 17 ist das Querprofil des Beck-Schachtes zugleich mit einem Schnitt durch die mittlere und untere Zone wiedergegeben. Letztere baut sich hier, wie gewöhnlich in diesem Horizonte, aus Salitskarn auf, in welchem hauptsächlich blättriger Magnetit in Pseudomorphosen nach Eisenglanz, sowie auch reichlich kolophoniumgelbe Zinkblende, Quarz und Fluorit in Butzen und Nestern, jedoch keineswegs in abbauwürdiger Form eingesprengt vorkommen. Der Granitgneiss im Liegenden ist bis einige dm tief in der Weise verändert, dass die Feldspäte zum grössten Teil in Chlorit, bezw. grünlichen Glimmer mit etwas Fluorit umgewandelt erscheinen.

Schacht Beck geht im mittleren Erzniveau c. 7 m in einer kaum 1 m mächtigen Magneteisenerzlage nieder, die etwa $^1/_3$ der im übrigen durch hellgrünlichen Strahlsteinschiefer eingenommenen Schachtfläche ausmacht. Diese Schiefer bestehen in der Hauptsache aus einem schiefrigen Gemenge von langstengligem Strahlstein, bräunlichem Glimmer, Feldspat und Quarz; sie sind stark gefältelt und verbogen. Schmale, zwischen den Schieferschichten eingelagerte Salitlagen sind dabei zerdrückt und zu fladenähnlichen, scharfkantigen Teilstücken abgequetscht worden, so dass bei Betrachtung von Schichtflächen leicht der Eindruck erweckt wird, als handle es sich hier um enallogene Einschlüsse. Wir haben dieselbe Erscheinung schon oben bei den Omeljanoff-Klee-Gruben angeführt.

Jedenfalls sind diese Druckstücke (man könnte sie auch passend Piëzolithe nennen) ein Beweis für die gewaltigen Pressungen, denen die Gesteine hier hauptsächlich normal zum Streichen ausgesetzt gewesen sein müssen. (Vergl. hiermit das S. 65 und S. 135 darüber Gesagte). Wir werden im folgenden, wo uns im Klara-Erzzuge und in Lupikko innerhalb sowohl der erzfreien Kalksteine, als auch der Erzlagerstätten solche mehr oder weniger grosse Salitklumpen in weitester Verbreitung begegnen, dieselben kurz als „Augen" bezeichnen, womit wir also abgequetschte Teile ursprünglich vollkommen zusammenhängender, gangartiger Infiltrationen von skarniger Beschaffenheit meinen. (Vergl. S. 134).

Das Eisenerz des Schurfschachtes Beck ist ein derber, serpentinöser Magneteisenstein mit ziemlich viel eingesprengtem Kupferkies und Zinkblende, dagegen wenig anderen Sulfiden. Von Gangmineralien sind zu nennen: der nie fehlende grüne Glimmer, Scheelit, Fluorit und Kalzit. Einmal wurde auch etwas grünlicher Vesuvian gefunden. Dass auch diese Lagerstätte durch Verdrängung von Kalkstein entstanden ist, geht daraus hervor, dass, ganz wie in den Gruben Ristaus und 1. Herberz, zuweilen noch scharfkantige Kalksteinrelikte innerhalb der Erzmasse angetroffen werden, namentlich fehlen auch die charakteristischen Grammatitsonnen im derben Eisenerze nicht, über welche wir zuletzt bei Erwähnung des Schurfschachtes 2. Winberg sprachen.

Schacht Beck wurde 1896 einige Monate lang bearbeitet, dann aber wegen der unbedeutenden Mächtigkeit der im übrigen recht brauchbaren Erze eingestellt. Die magnetischen Vertikalintensitätskurven besitzen im mittleren und östlichen Teile des Beck-Zuges recht bedeutende Ausdehnung und sind dem südlichen Einfallen der Schichten gemäss nach S. zu, wie gewöhnlich, etwas stärker ausgeschweift. Am deutlichsten aber springt diese Einwirkung der unteren Teile der Erzmagnete auf den Verlauf der Kurven bei dem bedeutendsten Kurvenkomplexe des Grubenfeldes, nämlich dem bereits mehrfach angeführten, südwestlich vom Kalkbruche gelegenen magnetischen Gebiete in die Augen, welches übrigens bis jetzt vollkommen unverritzt geblieben ist. Auf Taf. XVII ist schliesslich eine Kombination der Profilkurven für die Ablenkungswinkel der Neigungsnadel längs der Linien c-d und e-f wiedergegeben, auf welcher der Einfluss der mittleren Erzzonen im Winberg-, bezw. Beck-Zuge in Gestalt kleinerer, den Maxima des unteren Erzniveaus sich anschliessender Kurvenkniee ausgeprägt ist.

Wir gelangen jetzt zum bergbaulich wichtigsten und erzgeologisch interessantesten Teile des Grubenfeldes von Hopunwaara: dem Klara-Erzzuge. Es sind daselbst innerhalb dieses südlicheren der oberen Kalkhorizonte drei von einander durch verhältnismässig schwach vererzte Partieen getrennte Teilstücke zu unterscheiden, nämlich der westliche Teil mit dem altbekannten Kalkbruche von Hopunwaara, der mittlere Teil um die Grube 3. Klara und endlich der östlichste Teil mit den Gruben 2. und 1. Klara am Rapakiwigranitkontakte.

### *Der Kalkbruch von Hopunwaara.*

Der Kaufmann Libertsoff in Sortavala scheint der erste gewesen zu sein, welcher 1819 hier Kalkstein für die Mörtelbereitung [40] gewann. Seit jenen Tagen hat der Bruch bis in die jüngste Zeit hinein stets das Material sowohl für den bei den Fabriksanlagen in Pitkäranta nötigen Mauerkalk, als auch für den während des Betriebes der Glasfabrik in ansehnlichen Mengen verbrauchten Zuschlagkalk geliefert. Für den Hochofenbetrieb dagegen ist der Kalkstein von Hopunwaara wegen seines auch in serpentinfreien Partieen gewöhnlich 10—20 % erreichenden Magnesiagehaltes beim Zugutemachen der Eisenerze von Pitkäranta nicht mit Vorteil zu verwenden.

Nachfolgend seien einige Analysen von reinerem, bezw. mit Serpentin vermengtem Dolomitkalk aus dem Hopunwaara-Bruche angeführt

| | | | |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 2.80 | 6.31 | 7.50 |
| $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, FeO | 0.65 | 0.64 | 1.20 |
| CaO | 34.30 | 34.90 | 37.65 |
| MgO | 19.46 | 19.24 | 14.21 |
| $H_2O$, $CO_2$ | 42.80 | 39.00 | 40.10 |
| | 100.01 | 100.09 | 100.66 [1]) |

Im ganzen dürften aus dem Bruche gegen 1000 kkm Kalkstein gewonnen worden sein; dabei hat derselbe eine Länge von nahezu 150 m erreicht. Der Eingang befindet sich auf der Westseite und wird im N. vom sogen. Erztagebau, im S. vom sogen. Arsenikschacht begrenzt. Das Querprofil dieses westlichsten Teiles des Klara-Zuges ist auf Taf. XVI dargestellt (a-b).

Am Ostende des Kalkbruches haben wir einen 30 m breiten, beinahe vollständigen Durchschnitt des Kalklagers vor uns (s. Fig. 43) und können hier die ausgeprägte Schichtung des Kalksteins, sowie die auseinandergequetschten, langgestreckten Linsen von Silikatinfiltrationen in allen ihren Einzelheiten studiren. Zur Verdeutlichung der auf der photographischen Reproduktion nicht scharf hervortretenden

[1]) Analysen ausgeführt von Ingenieur W. Hall.

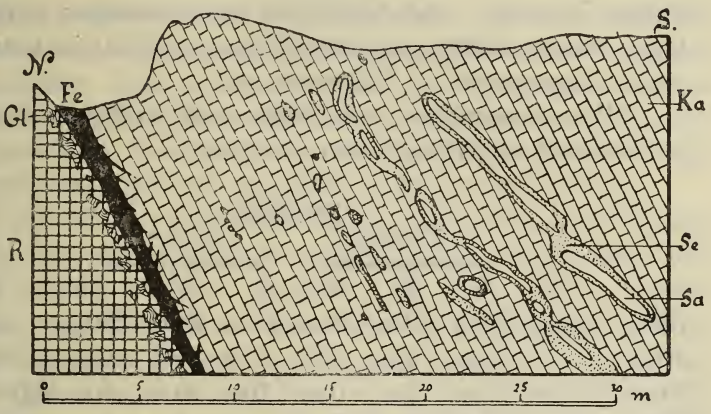



Fig. 43. Querprofil durch den östlichsten Teil des Kalkbruches von Hopunwaara.
a = Salitskarn, b = Serpentin c = Eisenerz.
(S. d. Schema in Fig. 44).

Details sind dieselben in Fig. 44 schematisch zur Darstellung gebracht.

Wir erkennen, dass die Salitpartieen die Schichtung spitzwinklig durchschneiden und somit ursprünglich gangähnliche Bildungen oder Infiltrationen im Kalkstein darstellen, welche durch Pressung vorwiegend normal zum Schichtenstreichen zerdrückt, zu perlschnurartig aneinandergereihten Bruch- und Druckstücken auseinandergerissen, sowie stellenweise durch Faltung zu verworrenen Aggregaten von brotlaibähnlichen Klumpen, Knollen und „Augen" angehäuft wurden. Nur selten findet man noch ganz ungestört erhaltene Salitinfiltrationen (s. Fig. 45) und ferner gangartige Bildungen mit Andeutung von lagenförmiger Verwachsung, wobei symmetrisch zu den Salbändern hellere mit dunkler grünen Salitlagen abwechseln (s. Taf. IV. Fig. 1, unten) Häufig biegen auch von mehrere dm breiten Hauptgängen ganz dünne, vielfach mit einander verzweigte Apophysen ab (s. Taf. III, Fig. 1. Blöcke d, i und p).

Fig. 44.




R = Rapakiwigranit, Gl = Glimmerschiefer, Ka = Kalkstein. Sa = Salitskarn, Se = Serpentin, Fe = Eisenerz. (Schema zur Photographie in Fig. 43).

Fig. 45.

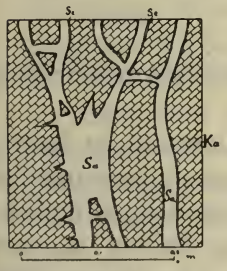



Abbildung eines Kalksteinstückes mit randlich serpentinisirten Skarninfiltrationen. Grube 3. Klara. Ka = Kalkstein, Sa = Salitskarn, Se = Serpentin.

Wie aber auch immer diese Gänge, Trümer und Augen innerhalb des Kalksteins angeordnet sein mögen, stets sind sie randlich mehr oder minder tiefgreifend in grünlichgelben und dann schwach durchscheinenden bis dunkelgrünen oder braunen Serpentin umgewandelt, der sich u. d. M. durch seine ausgesprochene Gitterstruktur und die hie und da noch in seiner

Masse erhaltenen Reste des Mutterminerals unzweifelhaft als ein Umwandlungsprodukt von Salit zu erkennen giebt. Ein in kleinen rundlichen Körnern ziemlich reichlich innerhalb der Kalksteinmasse verstreutes, chondroditähnliches Mineral ist meist ebenfalls stark serpentinisirt und zeigt dann die charakteristische Maschenstruktur. Von anderen Serpentinarten kommt nicht selten auch Faserserpentin, in feinen Trümern und Schnüren die Salitaugen durchkreuzend, weniger häufig Blätterserpentin (Thermophyllit) in bräunlichen, schuppigen Aggregaten im Kalkstein vor.

Wir lassen hier eine Reihe von Analysen verschiedener Serpentinarten von Hopunwaara folgen:

| | Serpentin | | | | | | | Thermophyllit | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | dunkler: | | | heller: | | | | | |
| | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. |
| $SiO_2$ | 43.54 | 38.07 | 39.66 | 39.12 | 41.02 | 35.90 | 39.51 | 43.12 | 41.48 | 41.20 |
| $Al_2O_3$ | — | 3.33 | 1.71 | 1.26 | 1.11 | 1.69 | 0.41 | 4.91 | 5.49 | 1.71 |
| $Fe_2O_3$ | 0.60 | 0.61 | 0.57 | 0.55 | 0.32 | 0.72 | 0.41 | $K_2O$ — | — | 3.19 |
| FeO | — | 3.26 | 2.70 | 2.01 | 1.81 | 1.32 | 1.28 | 1.99 | 1.59 | 1.20 |
| CaO | — | 1.20 | 1.46 | 2.63 | 1.05 | 6.09 | 2.79 | $Na_2O$ 1.33 | 2.84 | 0.46 |
| MgO | 40.11 | 38.77 | 40.86 | 39.48 | 41.69 | 38.16 | 41.46 | 34.87 | 37.42 | 39.58 |
| $H_2O$ | 15.75 | 13.83 | 13.51 | 14.36 | 13.17 | 12.11 | 10.74 | 13.14 | 10.88 | 10.84 |
| $CO_2$ | — | — | — | — | 0.66 | 4.49 | 4.03 | — | — | — |
| | 100.00 | 99.07 | 100.47 | 99.41 | 100.83 | 100.48 | 100.63 | 99.36 | 99.70 | 98.18[1]) |
| Sp. Gew. | | 2.56 | 2.56 | 2.55 | 2.52 | 2.56 | 2.57 | | | |

Hygrosk. Wasser bei 100° C: 1.13—2.6 %. Die helleren Serpentine sind offenbar stark mit Kalkspat vermengt.

Dieser Serpentin des Kalkbruches von Hopunwaara ist besonders dadurch in der mineralogischen und geologischen Literatur bekannt geworden, dass P. Pusireffski 1865 in demselben eigentümliche Gebilde beobachtete, welche er mit den von Mac-Mullen in einer der obersten Kalksteinzonen von Grand-Calumet im Ottawa-Distrikte von Kanada aufgefundenen und von Logan, Dawson, Carpen-

---

[1]) I analysirt v. Lemberg [67].
II—VII analysirt v. M. Tschaitschinski [68].
VIII „ „ Hermann [23].
IX „ „ Northcote [22].
X „ „ Arppe [38].

ter und Hunt als Versteinerungen der stromatopora rugosa gedeuteten, „Eozoon canadense“ benannten „Organismen“ verglich und ausführlich beschrieb [33 und 34]. Etwa zehn Jahre später kam F. J. Wiik durch eingehende mikroskopische Untersuchungen [45] jener Gebilde zu der Überzeugung, dass es sich hier einfach um konkretionäre Bildungen handle und dass die von Pusireffski abgebildeten „Kanäle“ wahrscheinlich teils Mikrolithe, teils wurmartig gekrümmte Kristalle eines Thermophyllit ähnlichen Minerales darstellten. Die eigentümlichen Umwandlungsprozesse im Pyroxenkern dieser „Konkretionen“, sowie die konzentrische Anordnung der Olivinkörner [1]) um denselben konnten, wie der genannte Forscher sagt, leicht zu Verwechslungen mit organischen Strukturen führen.

Solange nun diese sonderbare Aggregationsform von Serpentin und Kalkspat nur mikroskopisch studirt wurde, lag es nahe, den Kernen, um welche sie sich gruppirt, mit J. F. Wiik dieselbe Bildungsweise, wie die jener ellipsoïdischen Pyroxenkonkretionen in den Kalksteinen von Degerö bei Helsingfors und Henriksnäs bei der Stadt Kuopio zuzuschreiben, welche als „eine Art Zwischending zwischen Kristallen und kristallinen Aggregaten“ bezeichnet werden können und die sich der obengenannte Forscher z. T. „durch den Kontakt zwischen Kalkstein und Granit“ entstanden denkt.

Dass unsere Skarninfiltrationen im Kalkstein von Hopunwaara in der Tat als kontaktmetamorphen Ursprungs d. h. als Produkte eruptiver Nachwirkungen der Pegmatitintrusionen aufzufassen sind, wurde schon im Vorhergehenden mehrfach betont; wir können sie mit gutem Grunde als mit dem Kontaktmetamorphismus zusammenhängende Kalksilikathornfelsgänge bezeichen, die aber erst nachträglich ihre *Konkretionen ähnliche* Butzen- und Knollengestalt erhielten.

Mit dem Fortschreiten des Kalkbruches in östlicher Richtung begannen diese sonst im allgemeinen vorwiegend in der Nähe des Hangenden oder Liegenden auftretenden Skarnaugen sich vielfach auch in den durch reineren Kalkstein ausgezeichneten mittleren Partieen des Bruches einzufinden, wodurch sie erst dem genaueren Studium zugänglich wurden und ihrer Natur nach erkannt werden konnten.

Da wir unter Konkretionen durch Vereinigung von Substanz an einem Punkte, von innen nach aussen entstandene Aggre-

[1]) Nach dem meist recht deutlichen Pleochroismus und der häufig vorhandenen Zwillingsstreifung zu urteilen, dürfte es sich hier wohl vielmehr um ein Chondrodit ähnliches Mineral handeln.

gationen verstehen, so verdienen unsere „Skarnaugen“ diese Bezeichnung natürlich nicht, da sie vielmehr nur durch Serpentinisirung teilweise kantengerundete Gesteinsfragmente darstellen. Von diesem Standpunkte betrachtet verschwindet das Rätselhafte dieser auf den ersten Blick unerklärlichen Gebilde und es bleibt nur die hauptsächlich den Mineralogen interessirende Frage nach der Entstehung der eigentümlichen, Eozoonstruktur genannten Aggregationsform der Mineralien Serpentin und Kalzit übrig, welche hier ja zweifellos aus Salit hervorgegangen sind und sich in diesen abwechselnden, grünlichgelben und weissen Lagen um ihr Muttergestein, die Skarnknollen- und Augen, herum gruppiren.

Die Struktur gleicht übrigens vollkommen derjenigen der in K. Möbius epochemachendem Werke [1]) über das Eozoon canadense auf Taf. XXIII, Fig. 1 und 2 abgebildeten der Dawson'schen Präparate.

Bekanntlich machte K. Möbius durch seine eingehenden, vergleichenden Untersuchungen der eozoonalen Gebilde und echter Foraminiferen dem „Eozoonstreite“ ein Ende, indem er unwiderlegliche Beweise für die anorganische Herkunft des Eozoon canadense beibrachte. „Durch den Nachweis, dass Eozoon canadense kein versteinerter Rhizopod ist“ — so schliesst sein schönes Werk — „wird vielleicht Manchem ein wichtiges Glied aus dem schönen Bilde genommen, das er sich von der Entwicklung des organischen Lebens auf der Erde entworfen hat. Aber das Ziel der Naturforschung besteht nicht darin, Gründe für anziehende Vorstellungen über die Natur aufzusuchen, sondern sie will die Natur so kennen lernen, wie sie sich wirklich verhält. Denn nur die Einsicht in die wirklichen Verhältnisse der Natur befriedigt auf die Dauer den wissenschaftlichen Geist, der die anziehendsten Hypothesen über das Sein und Wirken der Natur als Irrthümer aufgiebt, wenn sie vor neuentdeckten unzweifelhaften Thatsachen nicht mehr bestehen können, mögen diese irrigen Hypothesen vorher auch lange Zeit geherrscht haben und von den angesehensten Autoritäten für die beste Auffassung der Natur gehalten worden sein“.

Auf Taf. V, Fig. 1 ist ein charakteristischer Kalkblock mit grösseren und kleineren, von eozoonstruirten Serpentinzonen umrandeten Skarnaugen abgebildet. Fig. 46 ist das ohne weiteres ver-

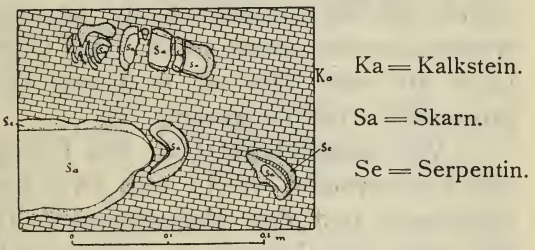
---

[1]) Möbius, K. Der Bau des Eozoon canadense nach eigenen Untersuchungen verglichen mit dem Bau der Foraminiferen. 1878.

ständliche Schema zu obiger Photographie. Auch das Belegstück auf Taf. IV, Fig. 1, oben, sowie die Mehrzahl der in der Gruppe auf Taf. III, Fig. 1 dargestellten Blöcke geben vorzügliche Beispiele für die oben beschriebene Augen- und Eozoonstruktur ab. Bald ist der Salitkern randlich nur bis zu geringer Tiefe serpentinisirt, und dies ist gewöhnlich bei grösseren Druckstücken der Fall, bald ist vom Muttergestein, wie in Block e (Taf. III, Fig. 1) nur noch ein unscheinbarer Kern inmitten eines äusserst fein eozoonalstruirten Serpentinhofes erhalten oder auch ist ersterer (Stück o auf Taf. III, Fig. 1) gänzlich verschwunden und man erkennt erst auf angeschliffener Fläche die aus millimeterdünnen Lagen von abwechselnd Serpentin und milchweissem Kalzit aufgebaute eozoonale Struktur.

Es darf nicht unerwähnt gelassen werden, dass die Eozoonstruktur im allgemeinen im Kalkbruche von Hopunwaara nur selten und undeutlich entwickelt ist. So sind die mit b bezeichneten Serpentinmäntel um die Skarnkerne a in Fig. 43 einfach aus derbem dunklem Serpentin ohne Spuren von Eozoonstruktur zusammengesetzt; wir mussten letztere jedoch, obgleich sie nur eigentlich in den Gruben 3. 2. und 1. Klara in typischer Form entwickelt ist, schon hier im Anschluss an P. Pusireffskis und F. J. Wiiks vorerwähnte Untersuchungen besprechen. Wie wir später sehen werden, fehlt die genannte Mineralaggregationsform eigentümlicherweise bei den sonst vollkommen analogen Skarnaugen im Grubenfelde von Lupikko ebenfalls. Es wäre wohl denkbar, dass die Ausbildung der Eozoonstruktur mit der grösseren Nähe des Rapakiwigranitkontaktes in den Klara-Gruben in irgend welchem Zusammenhange steht.

Fig. 46.




(Schema zur Photographie auf Taf. V, Fig. 1). Verkleinerte Nachzeichnung von randlich serpentinisirten Skarnaugen in Kalkstein. Grube 1. Klara. (Teil eines grösseren Gesteinsblockes).

Zum Schlusse dieser Daten über die Eozoonstruktur, welche uns in den östlichsten Erzlagerstätten des Hopunwaara-Feldes noch oft in den interessantesten Formen begegnen wird, möge noch der auf Taf. VI, Fig. 1 abgebildeten, eigentümlich gefalteten und viel-

fach gewundenen, eozoonstruirten Serpentinzonen Erwähnung getan werden. Der kleinere Block *a* zeigt namentlich in seiner rechten oberen Ecke einige äusserst bezeichnende Fältelungen der Serpentinzone; weniger deutlich ist dagegen die Abbildung des grösseren, unteren Blockes *b* ausgefallen, woher einige Erklärungen hierzu am Platze sein dürften. Der Block ist, um die Struktur schärfer hervortreten zu lassen, schwach angeäzt worden. In der linken, oberen Ecke beginnend, zieht sich ein c. 6 cm breites, eozoonstruirtes Band bis ungefähr zur Mitte des Blockes, biegt darauf, einen 15 cm langen Mittelschenkel bildend, rechtwinklig nach unten ab und endigt schliesslich stark verbreitert in der obersten, rechten Ecke, woselbst noch ein geringer Rest des ursprünglichen Silikatkerns (s. den dunklen, länglichen Fleck innerhalb der Serpentin-Kalzit-Zone) übriggeblieben ist. Die genauere Betrachtung dieser interessanten Stücke, namentlich der Innenteile der Faltenbiegungen, zeigt ganz augenscheinlich, dass diese Eozoonbänder schon vollkommen fertig gebildet waren, als die faltenden Kräfte an dieser Stelle einsetzten, und wir werden weiter unten sehen, dass diese Erkenntnis ein eigenartiges Licht auf das Alter der in diesem Gebiete stattgehabten Faltungsprozesse zu werfen geeignet ist.

Wir kommen jetzt zu den Erzlagerstätten um den Kalkbruch von Hopunwaara, welche sich zwar nur auf den vorgenannten Arsenikschacht und den Magneteisenerz-Tagebau beschränken, von denen aber der letztere in erzgenetischer Hinsicht den interessantesten Punkt in ganzen Erzgebiete von Pitkäranta darstellen dürfte. Allein die Entlegenheit dieser Aufschlüsse und die Schwierigkeiten, welche bis Mitte der 90-er Jahre mit einem Besuche der genannten, von ausgedehnten Morästen umschlossenen Gegend verbunden waren, machen es erklärlich, dass sich nur wenige Forscher eingehender mit den dortigen Erzgebilden beschäftigt haben.

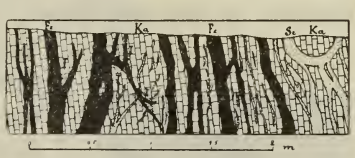
Der Bergmeister Lundström war wohl der erste, der, wie gesagt 1814, die Fundstelle auf der N.-Seite des Kalklagers genauer untersuchte. Er fand „Anzeichen von Eisen in Fingerbreite, gleichsam dem Kalkgange folgend; und in einer steilen Kluft, wo das Wasser eines Baches durchströmt, hatte sich eine Eisenkruste angesetzt, die stark vom Magneten angezogen wurde". Es will danach scheinen, als habe Lundström die magnetische Eisenkruste für einen Absatz aus dem Quellwasser gehalten.

Soboleffski stellte ferner 1839 die sekundäre Natur des Serpentins im Dolomitkalkstein fest und beobachtete daselbst ein „Agalmato-

lith ähnliches Mineral" (offenbar den später von A. Nordenskiöld untersuchten sogen. Thermophyllit). Über die Erze äussert er sich ungefähr folgendermassen: Da der längliche, mit Fluorit, Granat, Vesuvian und Chlorit austapezirte Hohlräume enthaltende Magneteisenstein plattenförmig zu Tage geht, bildet er offenbar Gänge, die wahrscheinlich ein ganzes Stockwerk von Magneteisenerz zusammensetzen, indem sie sich sehr unregelmässig kreuzen.

Auch J. Durocher [11] fand, dass die Lagerstätte von „Oppivaara" zweifellos Gänge im Kalkstein darstelle. Er bildet ferner in seiner interessanten Arbeit das in nebenstehender Fig. 47 wiedergegebene Profil des Kalkvorkommens mit seinen Serpentin- und Magnetitgängen ab und giebt von diesem Aufschluss folgende Beschreibung: „In der Kalksteinmasse verzweigen sich Adern von verschiedenfarbigem Serpentin. Auch sieht man dort zahlreiche Magnetitgänge, welche mit einer grünen, körnigen, wahrscheinlich pyroxenigen(?) Masse vermengt sind. Um die Magnetitgänge und sogar innerhalb derselben schlängeln sich Trümer und Schmitzen von Idokras; ferner findet man auch bläulichen Fluorit. Die Serpentinadern müssen älter als das Magneteisen sein, denn sie werden von letzterem durchschnitten." Soweit J. Durocher, auf dessen erzgenetische Ansichten wir noch später zurückkommen werden.

Fig. 47.




Profil des Kalkbruches von Hopunwaara nach J. Durocher. 1840.
Ka = Kalkstein, Se = Serpentin, Fe = Magnetit, I = Idokras.

Zuletzt äussert sich Gr. Lisitzin 1889 über das Vorkommen und bezeichnet das Magnetit führende Gestein als „eisenerzhaltigen Gneiss".

Im Jahre 1903 wurde am Fundorte in grösserem Masstabe Erz abgebaut, da es sich gezeigte hatte, dass letzteres im Vergleich mit den anderen Eisenerzen des Erzgebietes von Pitkäranta ungewöhnlich frei von Schwefel war und sich daher vorzüglich zur Darstellung von reinem Magnetitschliech eignete, wenn auch der Eisengehalt des letzteren aus technischen Gründen ziemlich niedrig ausfiel. Während der erwähnten Abbauarbeiten bot sich nun vorzügliche Gelegenheit, das eigenartige Vorkommen näher zu studiren.

Soweit mir bekannt ist, dürfte dasselbe, sowohl was die Art des geologischen Auftretens, als auch die Mineralassoziation betrifft, einzig dastehen und daher wohl verdienen, in einer verhältnismässig

grossen Reihe von photographischen Abbildungen und schematischen Skizzen in dieser Arbeit den Lesern vor Augen geführt zu werden. Bei der grossen Ähnlichkeit der Vererzungserscheinungen im ganzen Klara-Erzzuge kann jedoch nicht vermieden werden, dass schon hier bei Besprechung des westlichsten Teiles des Grubenfeldes charakteristische Strukturbeispiele auch aus anderen Partieen desselben herbeigezogen und erläutert werden.

Betrachten wir vorerst das massige Eisenerz der glattgeschliffenen Felsoberfläche oberhalb des Erztagebaues (Taf. VIII), so erhalten wir bei flüchtiger Betrachtung in der Tat mit Gr. Lisitzin den Eindruck eines in intensivster Weise gefältelten „eisenerzhaltigen Gneisses" und wenn wir die in den zahlreichen Aushöhlungen noch teilweise erhaltenen Reste von Kalkstein in Betracht ziehen, werden wir einigermassen an die sogen. durchflochtene Struktur (aber bedeutend grösseren Masstabes) gewisser unreiner Marmorarten erinnert, indem hier ebenfalls stark gekräuselte, abwechselnd hellere und dunklere, feine Adern ein dichtes Netzwerk um die linsenförmigen Kalksteinpartieen bilden.

Fig. 48.

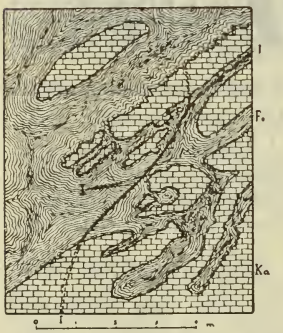


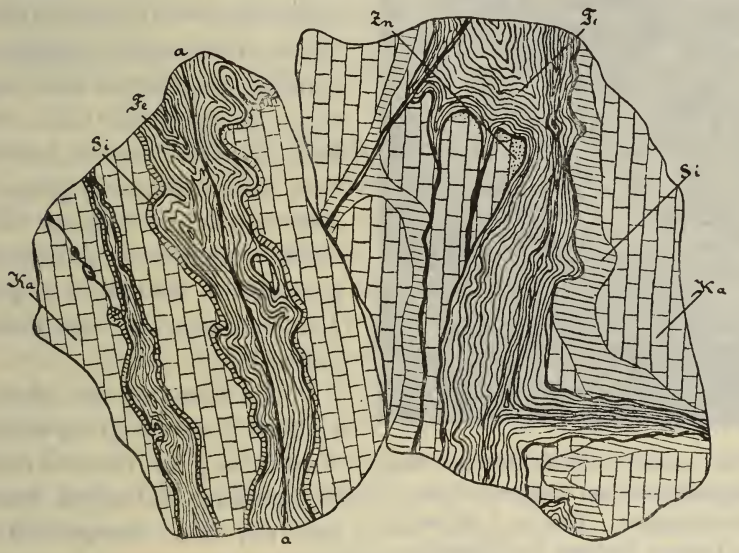

Abbildung eines Teiles der Felsoberfläche beim Erztagebau am Kalkbruche von Hopunwaara. Ka = Kalkstein, Fe = Eisenerz, I = Idokras-Granat- Gangtrum. (Schema zur Photographie auf Taf. VIII).

In der nebenstehenden Fig. 48 ist vorgenannte Struktur nach der Natur allerdings ziemlich schematisch gezeichnet. Suchen wir nun auf dem Felsen eine möglichst schmale Stelle des Maschennetzes (etwa zwischen den beiden länglichen Kalklinsen in der Mitte der Skizze) für eine genauere Untersuchung aus, so stellen wir hier sogleich eine ausgeprägte bilateral symmetrische Struktur ähnlich der auf Taf. X photographisch und in Fig. 49 mehr oder minder schematisch abgebildeten fest. U. d. M. erkennen wir im Erzgestein abwechselnde feinste Krusten von Magnetit einerseits, sowie Vesuvian und Fluorit andererseits; seltener scheinen dunkelgrüner Granat, grünlicher Glimmer und Apatit an dieser lagenförmigen Anordnung teilzunehmen. In vorzüglicher Schönheit tritt diese charakteristische Mineralgangstruktur auch besonders in Fig. 2 auf Taf. I. hervor. Bei b ist ein klaffender, noch Reste von Kalkstein enthaltender Hohlraum zu sehen. Diese Höhlung ist übrigens teils durch die lösende Tätigkeit des

obenerwähnten Baches entstanden, teils mittels Säureätzung künstlich erweitert worden.

Die Fig. 49 betreffend muss noch darauf aufmerksam gemacht werden, dass die in der Mitte des kleineren Blockes nahe am rechten Salbande des Hauptganges sichtbare, birnenformige Kalksteinpartie keineswegs als Bruchstück des Nebengesteins, sondern vielmehr, ganz wie die auf Taf. VIII innerhalb der Erzmassen bewahrten Kalkreste, als von der Vererzung verschont gebliebenes Relikt gedeutet werden muss. Die durch reihenweise, parallel den Schichtungs-

Fig. 49.




Krustifizirte Magnetitgänge in Kalkstein.
Ka = Kalkstein, Fe = Magnetit, Fluorit usw., Zn = Gelbe Zinkblende, Si = Silikatzone, a-a = Glimmertrum.
(Schema zur Photographie auf Taf. X).

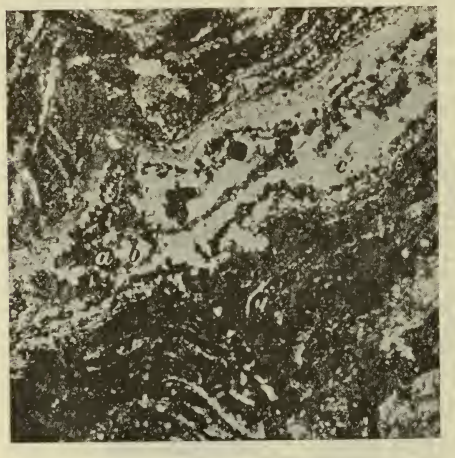
fugen eingestreute Silikateinsprenglinge markirte Schichtung stimmt nämlich bei diesen Kalkfetzen stets mit der allgemeinen Streichrichtung des umgebenden Kalklagers überein. Wie diese Umzingelung und Isolirung der Relikte vorsichgegangen, lehrt uns klar und deutlich z. B. die mit Zn bezeichnete Partiee oben auf dem grösseren Blocke; weitere Erklärungen dürften daher überflüssig sein.

Hatten wir nun in den Magnetitgängen der Grube 1. Herberz (vgl. Fig. 38) einander vielfach *durchkreuzende Trümer* vor uns, so

finden wir dagegen hier vorzügliche Beispiele für *gleichzeitig ausgefüllte Gangkreuze,* so z. B. im unteren Teile des grösseren Blockes auf Taf. X, bezw. in Fig. 49, woselbst eine längere Apophyse vom Hauptgange ausgeht und an der Verzweigungsstelle eine im Belegstück o (Taf. VII) leider sehr undeutlich ausgefallene, charakteristische sternförmige Krustenstruktur aufweist.

Fig. 50 ist das mikroskopische Bild eines analogen, ganz schwache beiderseitige Ausbuchtungen besitzendenen Gangkreuzes.

Fig. 50.




Partie aus einem feinkrustifizirten Magnetitgangtrum mit beiderseitigen Ausbuchtungen. Grube 2. Klara. a = Grüner Granat, b = Fluorit, c = Glimmer-Fluorit, dunkel = Magnetit. Vergr 1:14.

Bis jetzt hatten wir unsere Aufmerksamkeit einzig und allein den plattenförmigen, bald mehr, bald weniger spaltenähnlichen *Hohlraumsfüllungen* zugewendet; angesichts der abgebildeten Belegstücke kann nämlich kein Zweifel darüber herrschen, dass unsere Magnetitgänge, -trümer und -schnüre durch die Produkte einzelner Ablagerungsperioden allmählich gefüllte *Dissolutionsräume* im Kalkstein darstellen.

Es kommen nun aber auch vielfach, und zwar in schönster Ausbildung in dem erwähnten Erztagebau, Füllungen vor, welche mit den obengeschilderten plattigen wohl die langgestreckte Form teilen, aber im Durchschnitte rund, oval oder elliptisch erscheinen, also im wahren Sinne des Wortes Adern, Arterien, innerhalb der Kalkmassen bilden und Ähnlichkeit mit den aus dem karbonischen Kalkstein von Derbyshire u.a. O. in England bekannten „pipeveins“ oder Röhrengängen haben [110]. Pošepný nannte solche Gebilde treffend Erzschläuche und hat uns in seinem bahnbrechenden Werke über die Genesis der Erzlagerstätten [1]) u. a. den Erzgebilden von Hopunwaara der Form nach vollkommen entsprechende, mit aufeinander folgenden Krusten von Silbererzen ge-

[1]) Transact. of the Amer. Inst. of Min. Eng. Vol. XXII, 1893.

füllte, „nahezu zylindrische Hohlräume“ aus dem Grubendistrikte Valle Sacca bei Rézbánya in Ungarn geschildert.

Leider gelingt es nur mit grosser Schwierigkeit, die interessanten Magnetitschläuche von Hopunwaara aus der Kalkmasse herauszupräpariren, denn nur selten findet man unter den durch die Sprengschüsse durcheinandergewürfelten Blöcken und Handstücken zusammengehörige Teile eines und desselben Schlauches. Es gilt hier mühsam immer wieder ähnlich erscheinende Schnitte versuchsweise aneinanderzuhalten, um endlich längere „Stämme“ und darunter besonder solche mit „Ästen“ in lückenlosem Zusammenhang zu erhalten.

In dieser Weise wurde auch das jetzt in der Sammlung der geologischen Kommission aufbewahrte, 80 cm lange, aus 11 Teilstücken zusammengefügte Prachtstück in der Mitte der Blockgruppe auf Taf. VII rekonstruirt.

Der „Baum“ hat am Fusse elliptischen Querschnitt (c. 20 × 10 cm) und verzweigt sich an dem verjüngten Ende in „Nebenäste“ (-kanäle) a und a', von denen der letztere rundlichen (c. 10 cm) der gerade obere dagegen den in der nebenstehenden Figur 51 abgebildeten, von der Stelle s entnommenen, birnenförmigen Durchschnitt besitzt. Dieser Schnitt wurde als Dünnschliff in durchfallendem Lichte photographirt. Er ist etwas grösser als das Original.

Nicht minder schön sind die in der Sammlung von Högholmen bei Helsingfors ausgestellten, auf Taf. II, in Fig. 2 abgebildeten Stücke. Der obere c. 25 cm lange, im Querschnitt runde, aus dem Kalkstein isolirte Erzschlauch besitzt bei *b* und *a* mehr oder weniger dicke Nebenäste. Der untere, etwas abgeplattete Schlauch *d* mit Ausläufer *f* ruht noch auf einer silikatreichen Fläche *e-e* des Kalkblockes, welche offenbar einer parallel zur Schichtung des Kalksteins infiltrirten Skarnlage entspricht und der künstlichen Säureätzung natürlich kräftiger Widerstand geleistet hat.

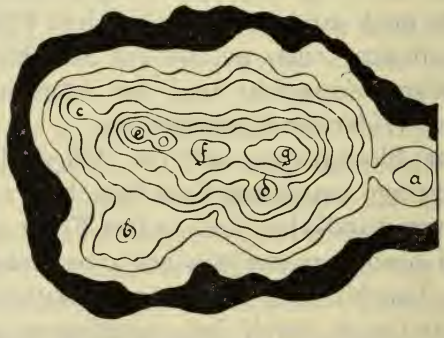
Auch in der Blockgruppe auf Taf. VII sind teils Belegstücke von länglichen, wenige cm dicken Erzschläuchen, z. B. x, teils Durchschnitte solcher von rundlicher und ovaler Form abgebildet. Unter den letzteren sei besonders auf das mit z bezeichnete Stück hingewiesen, das auf Taf. VI, Fig. 2 in beinahe natürlicher Grösse wiedergegeben ist und sich durch den verhältnismässig einfachen und regelmässigen Aufbau seiner aus wesentlich Magnetit und Vesuvian zusammengesetzten Krusten auszeichnet. Es erinnert lebhaft an einen Durchschnitt der bekannten Chalcedongeoden in Melaphy-

Fig. 51.



Durchschnitt durch den oberen Teil des auf Taf. VII abgebildeten Erzschlauches a (bei s).
dunkel = Magnetit, bezw. Granat, hell = Vesuvian, Fluorit, Kalzit usw.
(Als Dünnschliff aufgenommen; s. d. Schema unten).
Vergr. 1 : 1.3

Fig. 52.




Schematische Darstellung der Ausfüllungsreihenfolge im Dünnschliffe (Fig. 51) des Erzschlauches a auf Taf. VII.
Die Hohlräume wurden sukzessiv in der Reihenfolge der Buchstaben ausgefüllt.

ren, Basalten usw. Gewöhnlich ist allerdings, wie uns Fig. 51 lehrt, die Füllung viel unregelmässiger vorsichgegangen. Hierüber siehe weiter unten.

Der Zusammenhang der plattigen, echten Gänge mit den ebengeschilderten Röhrengängen ist aus Taf. IX ersichtlich. Die Fortätzung des Kalksteins ist hier nur so weit getrieben, dass die Vereinigung der plattigen Gänge *ab* und *cd* durch den Schlauch *e* und das Abzweigen der Schläuche *f* und *g* von der oberen Trumplatte deutlich hervortritt. In der Oberansicht Fig. 2. sehen wir ferner ausser den Schlauchmündungen *e, f* und *g* noch eine Reihe kleinerer solcher bei *h, i, k, l* und *m* und können mit gutem Grunde annehmen, dass letztere ebenfalls sicher mit Trum *c-d,* möglicherweise sogar mit dem Gang *a-b* in Verbindung stehen.

Ein anderes nicht weniger instruktives Belegstück sehen wir auf Taf. I in Fig. 1. Teile zweier mehrere dm mächtigen, plattenförmigen und schön krustifizirten Gänge sind hier durch mindestens vier, nur einige cm lange Schlauchstücke mit einander vereinigt. Der zwischen den Platten befindliche Kalkstein wurde weggelöst und der Block auseinandergeschlagen. Die Mündungen a, b, c und d auf dem oberen Block passen somit genau auf die mit den entsprechenden Buchstaben bezeichneten des unteren.

Obgleich es weit über den Rahmen dieser Arbeit hinausgehen und auch kaum möglich sein würde, alle mikroskopischen Einzelheiten dieser zweifellos als Sekretionen anzusprechenden Erzschläuche zu erklären, möge immerhin versucht werden, an einigen wenigen Dünnschliffen den mutmasslichen Vorgang bei der Ausfüllung der röhrenförmigen Kanäle im Kalkstein von Hopunwaara zu verfolgen, um später Ausgangspunkte für die Beantwortung der Frage zu gewinnen, wie wir uns die Verdrängung der Kalksteinmassen durch das krustifizirte Magneteisenerz im grossen vorzustellen haben.

Das Schema zum mikroskopischen Präparat (Fig. 52) lässt ausser dem durch 6 bis 8 mehr oder minder deutlich ausgeprägte Ausfüllungszentren bezeichneten linksseitigen Hauptraume einen kleineren Nebenraum mit scharf markirtem Mittelpunkt unterscheiden. Wenn wir den Schliff bei mässiger Vergrösserung an unserem Auge vorübergleiten lassen, erkennen wir ferner ohne Mühe, dass die Ausfüllung in der Reihenfolge der Buchstaben vorsichgegangen sein muss.

Nachdem sich nämlich rund um die Wände des Hohlraumes eine 8—10 mm dicke Magnetitkruste abgelagert, kamen sukzessiv

bald feinere, bald gröbere Lagen von abwechselnd Vesuvian, Fluorit und Magnetit zum Absatz, bis schliesslich die kleine Bucht *a* auf der rechten Seite vom Hauptraum abgetrennt wurde [1]). In Fig. 53 ist übrigens ein Teil der durch die Annäherung der beiderseitigen Vesuvianschichten entstandenen Scheidewand in siebenfacher Vergrösserung abgebildet. Die Krustenbildung fuhr jetzt in dem linksseitigen grossen Raume, sowie in der Röhre *a* getrennt fort und hörte in letzterer erst auf, nachdem der zentrale Zufuhrkanal durch fortgesetzte Mineral-

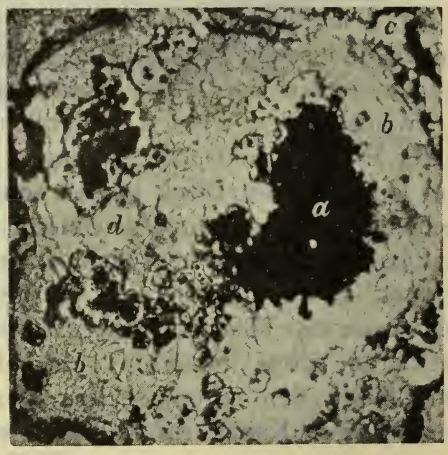
Fig. 53.



Partie (vergrössert) zwischen den Ausfüllungszentren a und g im Schema Fig. 52 und in dem letzteren entsprechenden Dünnschliff in Fig. 51. Dunkel = Magnetit bezw. Granat, hell = Vesuvian, Fluorit, Kalzit usw. Im vorliegenden Dünnschliffbilde gehört: a zur äussersten Kruste des Zentrums g, b zum Zentrum a in Fig. 52 bezw. 51, c und d sind Teile der beiden Zentren gemeinsamen Krusten.

bildung vollständig verstopft worden war. Ein so entstandenes Schlauchzentrum ist in der beistehenden Fig. 54 in 14 fa-

Fig. 54.

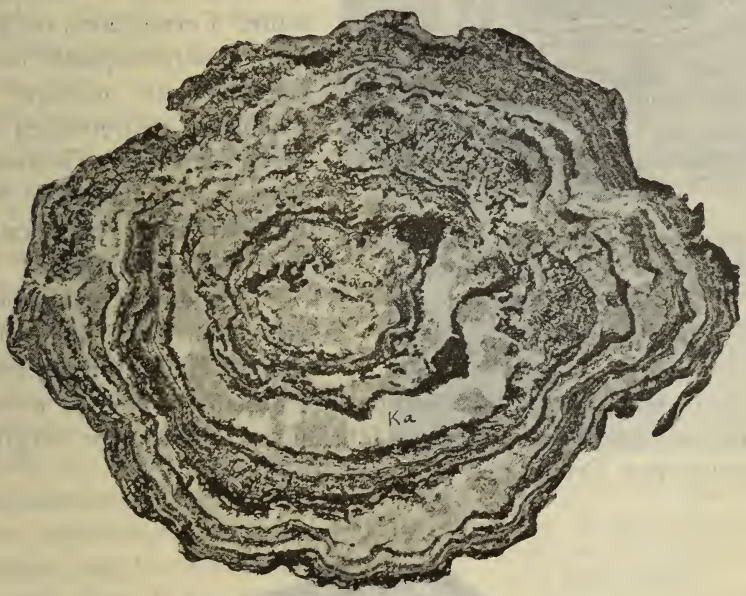



Zentrum eines Erzschlauches. Kalkbruch von Hopunwaara.
a = Magnetit, b = Vesuvian, c = Apatit, d = Fluorit.
Vergr. 1 : 14.

1) Ähnliche „Nebenkammern" hat O. W. Willcox aus Monmouth County in New Jersey beschrieben, woselbst in der sogen. Redbank-Sandformation den Röhrenerz-Stalaktiten von Raibl in Kärnten äusserlich ähnliche Eisenoxydkonkretionen vorkommen, welche aus einer grossen Menge um einen Haupthohl raum gruppirter, sogen. sekundärer oder parasitischer Kammern zusammengesetzt sind. Die wesentlichen Unterschiede in der Entstehungsweise der letzteren und unserer Erzschlauchfüllungen springen jedoch sofort in die Augen. (O. W. Willcox: „The Iron Concretions of the Redbank Sands". The Journal of Geology. XIV, 3. 1906).

cher Vergrösserung wiedergegeben. Die letzte zusammenhängende, annähernd kreisrunde Magnetitkruste schneidet hier in den Ecken des Bildes ab, während das eigentliche Zentrum vorwiegend aus Vesuvian und Fluorit, sowie einer Menge einzelner, von Flussspatmänteln umgebener Magnetitflecken gebildet wird. Noch lange nach Fertigbildung des Nebenschlauches a fuhr aber der Krustenabsatz im Hauptkanal unter Abschnürung von Seitenröhren in der angeführten Reihenfolge fort, bis auch dort die mineralablagernde Tätigkeit im Zentrum g ihr Ende fand.

Fig. 55.




Durchschnitt eines Erzschlauches im Kalkstein von Hopunwaara.
(Als Dünnschliff aufgenommen).
dunkel = Magnetit, bezw. Granat, hell = Vesuvian, Fluorit,
Apatit und Kalzit (Ka).
Vergr. 1 : 1.4.

Einen viel gleichmässiger als der obengeschilderte aufgebauten Schlauchschnitt stellt Fig. 55 dar. Äusserlich hat derselbe zwar auch recht unregelmässige Umrisse aufzuweisen, besitzt aber nur *ein* Zentrum und aus der verhältnismässig umfangreichen Entwicklung der Silikat- und Fluoritlagen, zu denen sich auch recht dicke von Kalzit (Ka) gesellen, im Vergleich zu den Magnetitkrusten kann hier auf eine relativ geringere Zufuhr von Eisen in dem bezüglichen Kanal geschlossen werden. Überhaupt sind die inneren Magnetit-

krusten, wie u. a. auch das Präparatbild in Fig. 55, a beweist, das übrigens im Gegensatze zu dem in Fig. 51 dargestellten nur ein einiges, längliches Ausfüllungszentrum erkennen lässt, meist sehr dünn. Ihre Feinheit sinkt oft bis zu 0.5—1 mm herab und dies ist namentlich in den kleinsten, oft nur fingerdicken Erzröhrchen der Fall, bei denen man zuweilen 15 bis 20 opake Krusten auf 1 cm zählen kann. Ferner auch bei gewissen, makroskopisch dichten, scheinbar in massiger Verwachsung auftretenden Eisenerzen der Klara-Gruben, auf deren mikroskopische Struktur wir noch zurückzukommen haben werden.

Fig. 55 a.



Durchschnitt eines ovalen Erzschlauches mit einfachem Ausfüllungszentrum. (Als Dünnschliff aufgenommen). c. $^4/_5$ d. nat. Gr.

Es dürfte nicht überflüssig erscheinen, hier schliesslich als charakteristisches Beispiel noch eine kurze mikroskopische Beschreibung des nebenstehenden, bei durchscheinendem Licht auf das Doppelte vergrössert aufgenommenen Präparates zu geben (Fig. 56).

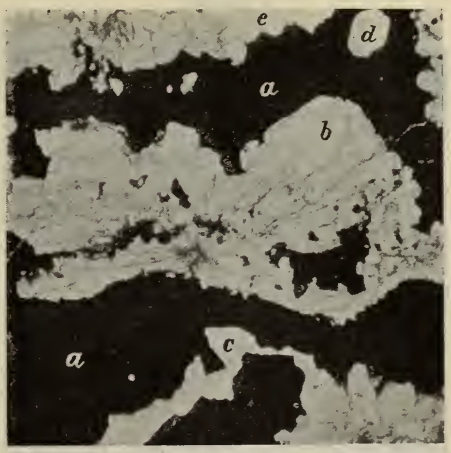
Fig. 56.



Durchschnitt eines Erzschlauches im Kalkstein von Hopunwaara. dunkel = Magnetit, hell = Vesuvian, Fluorit usw. (Als Dünnschliff aufgenommen). Vergr. 1 : 1.8

Unter den opaken Mineralien erkennt man ausser Magnetit noch winzige Körnchen von Arsenikkies, welche sich makroskopisch meist nur auf hochpolirten Flächen aus der stahlgrauen Masse des ersteren abheben und nicht selten deutliche oblong-oktaëdrische Kristallschnitte aufweisen. In langen zusammenhängenden Schnürchen folgen diese Aggregate allen Krümmungen und Windungen der feinen Minerallagen, so dass sie zweifellos als krustenbildend aufgefasst werden müssen. Auch Kupferkies, Pyrit und Bleiglanz kommen zuweilen (z. B. in Grube 1. Klara) als dünne, wellig verlaufende Streifen innerhalb der Magnetit-Glimmer-Fluoritkrusten vor, woher sie hier ebenfalls unbedingt zu den ursprünglichen Füllsubstanzen zu rechnen sind.

Fig. 57.



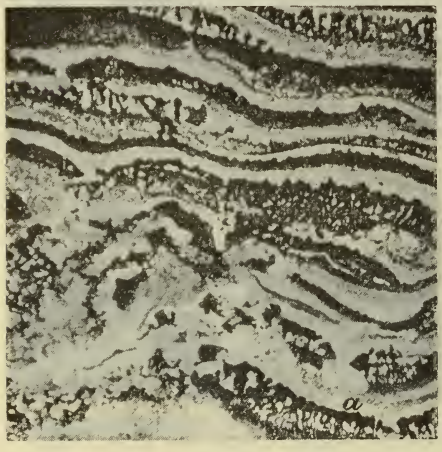

Partie rechts unten aus dem Dünnschliff in Fig. 56 eines kleinen Erzschlauches im Kalkstein von Hopunwaara.
a = Magnetit, b = Vesuvian, c = Kalzit, d = Apatit, e = Fluorit.
Vergr. 1 : 20.

Zu den Gangmineralien gehören: Vesuvian, Fluorit, dunkelgrüner Granat, Apatit und Kalzit. Von diesen ist Apatit der einzige stets automorph gegen die übrigen Komponenten auftretende Gemengteil, indem er bald in scharf begrenzten Kristallschnitten, bald auch in Eiform innerhalb der anderen Mineralien, mit Vorliebe aber im Magnetit auftritt. In Fig. 57 ist die Partie nahe am unteren Rande des Dünnschliffes in Fig. 56 in 20-facher Vergrösserung abgebildet. Hier ist *d* ein Apatitei, das auf seiner rechten Seite noch gut ausgeprägte Kristallkonturen erkennen lässt, sonst aber überall schön gerundet erscheint. Die Apatitindividuen nehmen übrigens häufig durch massenhafte Interpositionen parallel zur Hauptachse bräunliche Färbung an (vergl. S. 186) und werden ferner nicht selten deutlich von Fluorit angefressen. Letzterer dringt dann ganz wie in Fig. 31 in den Scheelit, mit unregelmässiger Umgrenzung in den Apatit ein. Ein typisches Apatitei ist auch in Fig. 58 bei a zu

sehen. Das Mineral macht hier geradezu den Eindruck eines die regelmässige Krustenbildung störenden Fremdkörpers.

Weitaus die überwiegende Menge der hellen Mineralien besteht aus farblosem, homogenem Vesuvian, welcher stets schaligen Bau aufweist und somit kaum zu Verwechslungen mit Apatit Veranlassung geben kann. Meist bildet er langstrahlige Aggregate, deren äusserst dünne Kristallnadeln zu Sonnen gruppirt an den mehr oder minder ebenen Magnetitkrusten angeschossen und also mit ihren Spitzen nach dem Schlauchzentrum gerichtet sind. In Fig. 57 folgt auf die untere, mit a bezeichnete und ziemlich glatte Magnetitkruste eine Vesuvian-Fluoritlage, die um b herum (der Buchstabe sitzt übrigens in einem Fluoritkörnchen) recht gut ausgebildete Kristallumrisse (annähernd basischer Schnitt), mehr nach links dagegen ganz unregelmässig abgegrenzte Konturen aufzuweisen hat. Links, oberhalb des Buchstaben c, ist recht deutlich das bei gekreuzten Nikols das charakteristische schwarze Kreuz zeigende Zentrum der Vesuviansonne zu erkennen, deren Strahlen radial nach allen Richtungen ausgehen. Überhaupt ist der Vesuvian dasjenige Gangmineral, das in den Erzschlauchgebilden am häufigsten in gut ausgebildeten Kristallen auftritt. Der Magnetit und Fluorit scheinen gewöhnlich vorerst die Lücken in den Kristallgruppen des Vesuvians auszufüllen und dann — dies gilt vor allem für den Magnetit — die betreffende Kruste mit einer verhältnismässig ebenen Oberfläche mit nur selten gut ausgebildeten Kristallen abzuschliessen. Im allgemeinen greifen aber offenbar die Kristallisationen in einander über und die Grenzen der einzelnen Lagen erweisen sich mikroskopisch bei weitem nicht so regelmässig, wie es dem unbewaffneten Auge erscheint.

Fig. 58.

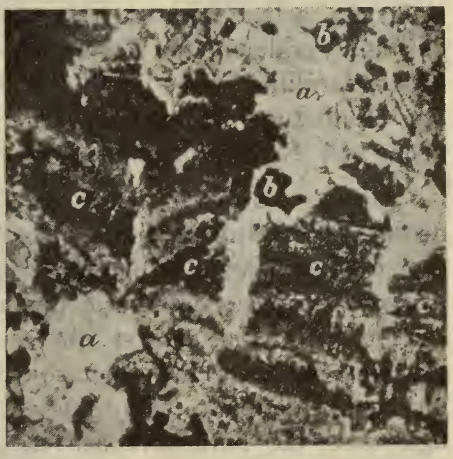



Apatitei (a) innerhalb abwechselnder Magnetit- und Glimmer-Fluoritkrusten. Grube 3. Klara. Vergr. 1 : 10.

Der nicht gerade häufig vorkommende Granat (Allochroït?) besitzt u. d. M. tiefdunkelgrüne Farbe und ist zum Unterschiede von dem sogen. Melanit der Grube 4. Omeljanoff stets optisch vollkommen normal. Er umgiebt, wie der Fluorit, gern mantelförmig einzelne Magnetitkriställchen und Krustenabschnitte.

Stellenweise recht reichlich tritt in den Krusten äusserst feinschuppiger grünlicher Glimmer auf, dessen Blättchen meist winkelrecht zur Unterlage angeschossen sind. Dieser Glimmer zeigt grosse Ähnlichkeit mit dem von den Herberz-Gruben beschriebenen Salbandglimmer der Rapakiwiaplittrümer.

Fig. 59.




Durch Fluorit verkittete Krustenfragmente im Magneteisenerze der Grube 3. Klara. a = Fluorit, b = Kupferkies, c = Krustifizirtes Magneteisenerz. Vergr. 1 : 25.

Stets leichtkenntlich durch seine bläuliche, oft fleckig verteilte Färbung ist der zumeist in unregelmässigen Körnern oder lückenfüllend auftretende Flussspat. Wie es scheint wurden auch hie und da die Einbuchtungen und Interstitien z. B. zwischen den Kristallnadeln des Vesuvians während der Krustenbildung überbrückt und der so entstandene Drusenraum mit Fluorit gefüllt. Oder es bildeten sich auch solche geschlossene Drusen innerhalb stärkerer Magnetitlagen aus und in ersteren konnten dann winzigste Vesuviannadeln z. T. auch mit nach aussen gerichteten Strahlen anschiessen. Sicher ist übrigens, dass ein Teil des Flussspates, ebenso wie der Kalzit, nach späteren Störungen zusammen mit verschiedenen Sulfiden von feinen Spalten aus in die krustifizirten Schläuche einwanderte, wie u. a. die zuweilen mikroskopisch nachweisbaren, durch Fluorit und Sulfide verkitteten Krustenfragmente beweisen. Die Brekzienstruktur ist hier ganz augenscheinlich (s. Fig. 59).

Wenden wir uns jetzt wieder der auf Taf. VIII abgebildeten Felsoberfläche zu, so können wir uns namentlich an der Hand der auf Taf. IX wiedergegebenen charakteristischen Anordnung der

Erzgänge und -schläuche im Kalkstein recht gut eine Vorstellung von dem mutmasslichen Verlaufe der an dieser Stelle vorsichgegangenen Vererzung bilden.

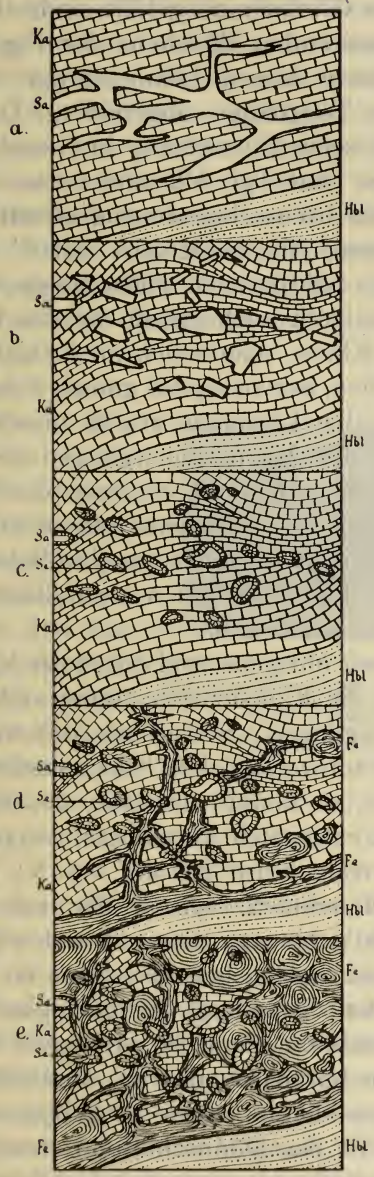
Niemand dürfte bezweifeln wollen, dass die in unseren Erzschläuchen nachgewiesenen charakteristischen Krusten das Produkt von zirkulirenden Flüssigkeiten darstellen, welche die Mineralaggregate in präexistirenden Hohlräumen bald plattiger, bald röhrenähnlicher Form, Schicht für Schicht absetzten; und zwar müssen wir wohl annehmen, dass dieselben Lösungen, welche die einzelnen Mineralschalen anlagerten, sich vorher auch die betreffenden Kanäle im Kalkstein selbst herausätzten. Es ist nämlich ganz undenkbar, wie die im Vergleich zur Erzmasse stellenweise äusserst geringfügigen Kalksteinrelikte, ohne in die sie rings umgebenden, weitausgedehnten Hohlräume hineinzustürzen, sich mit so gleichmässiger Orientirung der Schichtfugen in ihrer Lage hätten beibehalten können.

Ferner müssten wohl die Wände der herausgelösten zylindrischen Dissolutionsräume, falls letztere lange vor Ablagerung der ersten Wandkruste fertig vorgelegen hätten, glatt und eben erscheinen, während sie doch, wie unsere Dünnschliffe und Baumpräparate zeigen, vielmehr äusserst unebene und wellige Konturen besitzen, ein Beweis, dass hier metasomatische Verdrängungsvorgänge mit im Spiele gewesen sein müssen. Dies wird auch dadurch bestätigt, dass die herauspräparirten „Bäume“ und „Äste“ aussen meist reichlich mit schön ausgebildeten Kristallen von Magnetit und Vesuvian besät sind, die sich ihren Platz im Kalkstein offenbar selbst geschaffen haben, wie man leicht u. d. M. da erkennen kann, wo im Dünnschliffe noch ursprünglicher Wandkalkstein vorliegt.

So bleibt denn nur die Annahme übrig, dass der Kalkstein nach und nach durch überhandnehmende Bildung krustifizirter Trümer und Schläuche etwa in der in nebenstehender Fig. 60 schematisch dargestellten Art und Weise verdrängt und vererzt wurde, wobei die früher beschriebenen, von Serpentinmänteln umgebenen Skarnaugen s. z. s. als unverdauliche Partieen inmitten der Erzmassen erhalten bleiben mussten. Später in der kompakten Eisenerzmasse entstandene Spalten wurden wiederum mit Granat und anderen Silikaten ausgefüllt. So ist z. B. der den Felsen der Abbildung auf Taf. VIII durchziehende helle Streifen, auf welchem die Streichholzschachtel liegt, ein mit rötlichem Granat und grünem Vesuvian in regellosen Aggregaten ausgefülltes Gangtrum.

Im Erztagebau beim Kalkbruche finden wir, wie schon gesagt, die obenerwähnten „Augen“ nur selten und in beschränkter Entwicklung, in den Klara-Gruben sind dieselben dagegen im makroskopisch massigen Eisenerze weitverbreitet und sollen noch weiter unten näher besprochen werden. Nur sei hier noch auf die leicht erklärliche und schon von der Grube 1. Herberz beschriebene Erscheinung hingewiesen, dass die Magnetittrümer zwar meist die Salit- oder Serpentinaugen durchsetzen,

Fig. 60.




Schematische Darstellung des mutmasslichen Verlaufes der Vererzung im Klara-Erzzuge des Grubenfeldes von Hopunwaara.
Ka = Kalkstein, Ska = Skarn, Se = Serpentin, Hbl = Nebengestein.

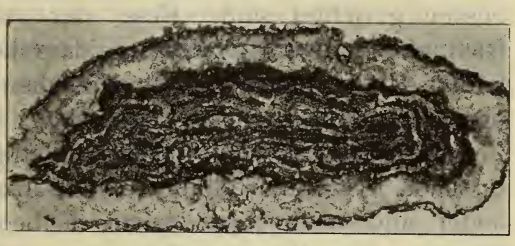
aber innerhalb derselben stets beinahe vollkommen erzfrei, d. h. vorwiegend mit grünlichem Glimmer ausgefüllt sind. In der Mitte des das Stadium *d* repräsentirenden Bildchens der Fig. 60 ist u. a. ein birnenförmiges, von einem feinen Glimmertrum durchschnittenes, randlich serpentinisirtes Skarnauge abgebildet. Das Trum findet beiderseits im Kalkstein seine Fortsetzung in Gestalt recht stark entwickelter Magnetitgänge. Auf Taf. VII sind ferner im Belegstücke f unten zwei 5 bis 10 mm breite, lagenförmig struirte Magnetitgänge im Kalkstein zu erkennen, die beiderseits bei f'' und f' innerhalb der serpentinumrandeten Salitpartieen vollkommen vertauben.

Aller Wahrscheinlichkeit nach gaben die das Kalklager durchziehenden Spalten und Klüfte, namentlich an ihren Kreuzungsstellen mit den Schichtungsflächen, hervorragend günstige Angriffspunkte für die laugenden und ätzenden Lösungen ab, da man vielfach beobachten kann, wie die von den Magnetitquergängen abzweigenden Seitenausläufer, ungefähr wie in Fig. 60, Stadium d schematisch dargestellt ist, den Schichtfugen des Kalksteins folgen und innerhalb der letzteren oft perlschnurartig an einander gereihte Schlauchmündungen (etwa wie auf Taf. IX, Fig. 2 in den n-o parallelen Reihen: e-l-k-i und g-h zu erkennen ist) aufweisen.

Bei n-o bemerken wir übrigens zwei durch die künstliche Ätzung etwas herauspräparirte, die Kalksteinschichtung andeutende Parallelrücken von Saliteinsprenglingen. Stellen wir uns nun vor, dass sich gerade zwischen diesen schwerlöslichen Silikatstreifen ein Kanal auszubilden begonnen hätte, so konnte derselbe, da er sich nicht nach allen Richtungen frei zu entwickeln vermochte, wie leicht einzusehen, allmählich die länglich ovale Form des auf Taf. VI, Fig. 2 abgebildeten Schlauchschnittes annehmen. Auch der auf Taf. II, Fig. 2 photographirte Schlauch gehört zu dieser Art den Höhlenbildungen am Kontakte löslicher mit unlöslichen Gesteinen im kleinen analoger Korrosionsräume. In der Sammlung der geologischen Kommission zu Helsingfors befindet sich u. a. ein c. 20 cm langes, dem zuletzt angeführten ähnliches Schlauchpräparat, das im elliptischen Durchschnitt $8 \times 3$ cm misst und den Typus eines „abgeplatteten Schlauches" repräsentirt. Fig. 60, a ist das Dünnschliffbild eines Schnittes genau winkelrecht zur Achse dieses interessanten Gebildes in beinahe natürlicher Grösse. Die äusserste feine Lage besteht aus Magnetit, worauf eine dicke Kruste von Vesuvian-Fluorit und dann abwechselnde Schichten von Magnetit und letztgenannten Gangmineralien folgen. Die abschliessende Magnetitfüllung giebt sich im Schliff als

c. 40 mm lange, dünne Linie zu erkennen. Auf der linken Seite des Präparates befindet sich innerhalb der dicken Vesuviankruste scheinbar der Eintrittskanal für die mineralabsetzenden Lösungen, bei mikroskopischer Prüfung erkennt man nämlich leicht, dass es sich hier einfach um eine von innen erfolgte Ausfüllung von Lücken in der Silikatkruste mit Erz handelt. Das vorliegende Präparat ist auch noch darum besonderer Beachtung wert, weil es grössere Partieen von Serpentin innerhalb der innersten Krusten einschliesst, die wahrscheinlich nichts mit der eigentlichen Füllung des Schlauches zu tun haben, sondern umgewandelte Relikte der im verdrängten Kalkstein ursprünglich verstreuten Saliteinsprenglinge darstellen. Reste des Mutterminerales sind nämlich noch hie und da im Serpentin sichtbar. Ich möchte diese s. z. s. als Fremdkörper zu bezeichnenden Serpentinflecken, ebenso wie die schön gerundeten Apatiteier, die man so häufig in den Ansatzstreifen beobachtet (s. d. Fig. 57 und 58), wie gesagt, als Lösungsrückstände des primären Kalksubstrates deuten, welche in die Mineraallagen eingeschlossen und teilweise auch deutlich umkrustet wurden.

Fig. 60, a.



Durchschnitt eines abgeplatteten Erzschlauches (Als Dünnschliff aufgenommen). dunkel = Erz, hell = Silikate usw. c. $^4/_5$ d. nat. Gr.

Auf den ersten Blick eigentümliche Durchschnitte sind auch diejenigen, in welchen von einer gemeinschaftlichen Kruste aus beiderseits Schalen mit stets in entgegengesetzter Richtung angeschossenen Vesuviankristallnadeln abgesetzt sind. Sie lassen sich aber leicht erklären, wenn man sich den zwischen z. B. drei parallelen rundlichen Schläuchen stehengebliebenen, dreieckigen Kalkpfeiler nachträglich herausgelöst und den entstandenen Hohlraum wieder durch abwechselnde Lagen von Magnetit, Vesuvian und Fluorit usw. ausgefüllt denkt. Teile zweier einander berührender, grösserer Schlauchschnitte (von dem unteren ist nur etwa ein Quadrant sichtbar) sehen wir z. B. auf dem Block i der Taf. VII. Der Buchstabe sitzt hier in dem einen der einspringenden Winkel zwischen den Schlauchperipherien. Stellen wir uns ferner vor, die Verdrängung

der Kalksteinrelikte auf Taf. VIII, bezw. in Fig. 48, hätte weiter fortgesetzt und es wäre z. B. der linsenförmige Raum in der linken oberen Ecke des letztgenannten Bildes unter Ausbildung konzentrischer Krusten gefüllt worden, so ist ohne weiteres klar, dass beiderseits der jetzt die Umrisse der Kalksteinpartie bezeichnenden Linie, eine Struktur hätte entstehen müssen, welche an einzelnen, losgerissenen Stücken betrachtet, leicht als stalaktitische Absätze oder plattenformige Konkretionen aufgefasst werden könnten. Ebenso würde das in Fig. 53 wiedergegebene Dünnschliffbild, wenn wir es ganz ausser allem Zusammenhang betrachten wollten, sehr schwer zu erklären sein, da ja die Kristallstrahlen der oberen und unteren Krusten (c und d) nach dem Zentrum, die der links- und rechtsseitigen Lagen (a und b) dagegen einander entgegengesetzt d. h. nach aussen gerichtet sind. Einer der vorzüglichsten Beweise für die Richtigkeit unserer Auffassung, dass die im vorhergehenden beschriebenen, Röhrenerzen vielfach ähnlichen Schlauchgebilde echte Sekretionen darstellen, liegt schliesslich in dem Vorkommen offener Zentraldrusen, sowohl bei den plattigen, als auch bei den zylindrischen Hohlraumsfüllungen. Die letztere Art z. B. wird durch die leider undeutlich reproduzirte, halbe Drusenschale b auf Taf. VII illustrirt. Dieselbe ist vollständig aus der Kalkhülle herausgelöst und setzt sich aus einem dünnen, aus feinsten abwechselnden Magnetit- und Vesuviankrusten aufgebauten, auf der Aussenseite mit vereinzelten Vesuviankristallen besetzten Mantel zusammen, in dessen Innerem grössere, wohlausgebildete Vesuviankristalle in dichten Aggregaten aufgewachsen sind.

Bereitet sonach auch die Erklärung unserer Erzschläuche als nach und nach ausgefüllte Hohlräume im Kalkstein kaum grössere Schwierigkeiten, als die Deutung der bekannten, wiederholt symmetrisch krustifizirten Erzgangspalten, so erhebt sich hier andererseits die schwer zu beantwortende Frage, in welcher Art wir uns die Zufuhr der einzelnen, bald Magnetit, bald Fluorit, Silikate, Kalzit und Apatit absetzenden metallischen und mineralischen Lösungen zu denken haben. Dass die Zusammensetzung der letzteren ausserordentlich häufig gewechselt haben muss, wird durch die grosse Zahl der in den einzelnen Schlauchschnitten beobachteten Schichten unzweifelhaft bewiesen. Man wird hier unwillkürlich an die bekannten Achatmandeln der Melaphyre und Basalte mit ihren abwechselnd heller und dunkler gefärbten, aus dichten Quarzmineralien aufgebauten An-

wachsstreifen erinnert, deren Bildung nach M. Bauer[1]) und E. Erdman[2]), welcher letztere sich meines Wissens zuletzt und am eingehendsten mit der Frage beschäftigt hat, höchst wahrscheinlich in der Weise vorsichgegangen ist, dass die betreffenden Blasenräume abwechselnd gefüllt und entleert wurden. Darauf deute die rund um die Hohlraumswände so überaus gleichmässige Dicke der Achatschichten hin, welche nicht gut anders entstanden gedacht werden könnten.

Als Ursache dieser intermittenten Zufuhr kieselsäurehaltiger Wässer nimmt M. Bauer mit Pausen fliessende Thermen nach Art der isländischen Geysire an, wobei die bekannten „Spritzlöcher" als Ein- und Austrittsöffnungen für die aus der Tiefe aufsteigenden und wieder zurücksinkenden heissen Lösungen dienten. E. Erdmann hält es für nicht unwahrscheinlich, dass die in der Achatstreifung so häufig zu beobachtenden schmalen Ausbuchtungen durch die beim Empordringen der Thermalwässer hinausgedrängte Luft oder teilweise wohl auch durch Einsaugen derselben beim Sinken der Wassersäule entstanden sein können und dass also Gase wahrscheinlich bei der Bildung der Mandeln keine ganz unwichtige Rolle gespielt haben.

Auf unsere Erzschläuche dürfte obige Springquellentheorie jedoch, wie mir scheint, nicht gut anzuwenden sein, und zwar aus folgenden Gründen. Wie die Abbildungen auf Taf. IX und die genauere Untersuchung der dortigen Verzweigungsstellen der Schläuche von den Gängen nahelegen, müssen wir uns die Kanäle, in denen sich die Füllsubstanzen sukzessiv ablagerten, z. T. ungefähr zu gleicher Zeit aus dem Kalkstein herausgelöst denken. Hierbei entstanden u. a. auch Hohlraumskomplexe, welche, wie z. B. m, k und i in Fig. 2. auf Taf. IX, nur durch ganz dünne Kalkzwischenwände von einander getrennt waren. Solche Fälle sind garnicht selten und konnten bei der Herstellung einer Menge grösserer und kleinerer Ätzpräparate in allen Einzelheiten vorzüglich studirt werden. So findet man auch kolbenförmig abschliessende, gegen einander gerichtete Schlauchenden, die durch eine nicht mehr als 2—3 cm dicke Kalksteinwand geschieden in keiner Weise mit einander in Verbindung stehen. Auf Taf. VII ist bei t' ein kleines Ätzpräparat abgebildet, auf welchem man mit etwas gutem Willen

---

[1] Edelsteinkunde, 1896.

[2] Om ädelstenar och andra mineraliska ämnen använda till smycken och prydnadsföremål m. m. Geol. För. Förh. Bd. XXI. 1899.

in der Richtung NO.—SW. zwei kleine, einander zugewendete Schlauchkalotten unterscheiden kann. Der dazwischenliegende Kalk (auf solchem sitzt übrigens auch der Buchstabe) ist bis auf einen geringen Rest durch Säureätzung entfernt worden.

Nun ist aber unter der Annahme präexistirender Hohlräume klar, dass bei einem gewissen hydraulischen Drucke der empordringenden Therme die Geschwindigkeit des Wassers in den breiteren und weiteren Hohlräumen eine viel grössere hätte sein müssen, als in den engeren und feineren, der Flüssigkeitszirkulation grössere Reibungswiderstände bietenden Röhren. Folglich wären erstere auch zuerst gefüllt worden und der Wasserdruck hätte ohne Zweifel die dünnen, sie von den noch leeren Nebenräumen trennenden Kalkwände durchbrechen müssen. Es ist wohl möglich, dass solche Fälle vorkamen, ich habe aber bis jetzt vergeblich Beweise dafür gesucht, vielmehr zeigen sich beim Herauspräpariren der Schläuche oft so unbedeutende und verschlungene Kalkpartieen zwischen den Erzsekretionen, dass man sich, wie bereits im Vorhergehenden bemerkt worden ist, unmöglich vorstellen kann, wie erstere ohne in die Hohlräume hineinzufallen, jeglicher Stütze beraubt, sich in ihrer ursprünglichen Stellung hätten beibehalten können, wenn nicht schon *während des Vordringens der Lösungen mit der aushöhlenden auch eine krustenabsetzende Tätigkeit Hand in Hand gegangen* wäre, wodurch die Spalten- und Röhrenwände unmittelbar wieder verstärkt wurden.

Wir müssen, um die sichtlich ohne gewaltsame Ein- und Durchbrüche stattgefundene Durchlöcherung und Vererzung der Kalkmassen erklären zu können, annehmen, dass der Flüssigkeitsdruck allseitig gleich gross war, dies konnte aber nur eintreffen, wenn sämtliche Hohlräume gleichzeitig und vollständig mit Wasser gefüllt waren, welches unter Druck stehend zu gleicher Zeit bohrend und ätzend auf den Kalkstein wirkte. Ungeheuere Mengen von Kohlensäure müssen bei diesen Verdrängungsvorgängen aus den Karbonaten entbunden worden sein und aller Wahrscheinlichkeit nach wurde ein grosser Teil dieser Gase von den überhitzten Thermalwässern bis zur Sättigung absorbirt, wobei der auf denselben lastende Gesteinsdruck, der, wie wir später zu beweisen suchen werden, viele hundert Atmosphären betragen haben dürfte, die Aufsaugungsfähigkeit der Lösungen für Kohlensäure wesentlich erhöhen musste, indem er der bedeutend gesteigerten Temperatur entgegenwirkte.

Ohne Zweifel hat also die Kohlensäure bei der auslaugenden Tätigkeit der plutonischen Wasser eine wichtige Rolle gespielt, vermag doch bekanntlich mit Kohlensäure gesättigtes Wasser, zumal unter starkem Drucke, mindestens 50 mal mehr Kalkkarbonat zu lösen, als gewöhnliches, sogar siedendes Wasser. Ausserdem müssen wir aber auch dem zweifellos in grossen Mengen gegenwärtigen Fluor, das wir an Kalk gebunden in unseren Flussspatkrusten vorfinden und das sich sicher auch im Vesuvian und dem grünen Glimmer nachweisen liesse, hervorragende aushöhlende Kräfte zuschreiben. Jedenfalls hat dieses Element (vielleicht in Gemeinschaft mit Chlor) bei der Bildung der Schlauchmineralien ein wichtiges paragenetisches Moment gebildet d. h. als ein die Reaktion beförderndes Agens gewirkt. Es ist hier nicht der Ort, auf die Entstehung der die Schlauchkrusten aufbauenden Mineralien[1]) näher einzugehen, nur soviel darf behauptet werden, dass dieselben zweifellos aus wässrigen Lösungen ausgeschieden worden sind und dass, wie ein Vergleich von Analysen des krustifizirten Eisenerzes mit solchen des von ihm verdrängten Kalksteins lehrt, bei diesen Vererzungsprozessen vor allem Eisen und Kieselsäure, ferner aber auch nicht unbedeutende Mengen Tonerde und Fluor nebst etwas P und S zugeführt wurden, während Kohlensäure und Kalk, besonders aber viel Magnesia auf die Wanderschaft gingen. In der Hauptsache bildeten sich nämlich neben Magnetit, Fluorit und Apatit Kalktonerdesilikate, dagegen, soweit bis jetzt beobachtet werden konnte, keine Kalkmagnesia- und reinen Magnesiasilikate, wie Pyroxen oder Amphibol einerseits und Chondrodit oder Serpentin andererseits. Auch Quarz scheint nicht in den Schlauchfüllungen vorzukommen, was wohl dadurch zu erklären ist, dass die zugeführte Kieselsäure bei der Bildung der Silikate vollständig verbraucht wurde.

Wir müssen weiter annehmen, dass die Zusammensetzung, Konzentration und Temperatur der im Kalkstein zirkulirenden metallischen

[1]) Vergl. die lehrreiche Arbeit C. Doelters: „Petrogenesis" 1906, in welcher der bekannte Experimentalgeolog über die bis jetzt gelungenen Nachbildungen von Feldspäten, Quarz und Nephelin aus überhitzten Lösungen bei c. 500° C. berichtet und hervorhebt, dass dagegen die künstliche Darstellung der eigentlichen Kontaktmineralien: Andalusit, Staurolith und Granat in dieser Weise noch nicht geglückt sei. Meines Wissens ist aber auch Vesuvian, das Hauptsilikat in den Erzschläuchen von Hopunwaara, bis jetzt weder aus dem Schmelzfluss, noch aus wässrigen Lösungen nachgebildet worden. Unsere Sekretionen sind daher auch vom Standpunkte der experimentellen Mineralogie betrachtet von nicht geringem Interesse.

und mineralischen Lösungen häufigen Wechseln unterworfen waren und dass sich hierbei die verschiedenartigen Krusten etwa in der Art nacheinander absetzten, wie die Kesselsteine unserer gewöhnlichen Dampfkessel, welche bekanntlich aus kohlensauren und schwefelsauren Verbindungen von Baryum, Kalzium und Magnesium, sowie z. T. auch Tonerde und Kieselsäure bestehen und oft in feinsten Lagen an den Kesselwänden und -röhren abgelagert werden. Je nach der Temperatur, Menge und Zusammensetzung des zugeführten Speisewassers wechseln auch dort die entsprechenden Verhältnisse des unter bedeutendem Drucke stehenden heissen Wassers und es scheiden sich aus demselben sukzessiv Mineralkrusten ab, die mit denjenigen unserer Erzschläuche in struktureller Beziehung die grösste Ähnlichkeit aufzuweisen haben.

Unserer Ansicht nach können die schichtenweise abgelagerten Füllsubstanzen der Erzschläuche sich nicht, wie dies für die feinen Kieselsäurelagen der Achatmandeln angenommen wird, durch Verdunstung des Lösungsmittels gebildet haben, sondern wurden wohl aus konzentrirten Lösungen niedergeschlagen, welche ihre abwechselnd mineralische und metallische Stoffzufuhr aller Wahrscheinlichkeit nach aus der Tiefe erhielten. Wären die Hohlräume mit Pausen zwischen den einzelnen Füllungen, d. h. intermittent, allmählich ausgefüllt worden, so hätten sie wenigstens zeitweise in ihren oberen, keinerlei Ausgänge besitzenden Teilen Gase (Wasserdampf, Kohlensäure usw.) einschliessen müssen. Eine Folge hiervon wäre gewesen, dass die einzelnen Mineralschalen rings um die Röhrenwände jetzt sehr wesentliche Unterschiede in ihrer Dicke aufzuweisen hätten, stellenweise überhaupt nicht entwickelt oder horizontal in ebenen Lagen abgesetzt wären. Auch stalaktitische Zapfenbildungen hätten wohl in solchen von stark komprimirten Dämpfen und Gasen erfüllten Hohlräumen nicht gefehlt.

Von allen diesen, bei den bekannten Mandelsteindrusen nicht gerade seltenen Erscheinungen finden wir aber in unseren Erzschläuchen, soweit sich bis jetzt beurteilen lässt, keine Spur. Dass beiläufig auch andere Gesteine als der leichtlösliche Kalkstein zuweilen unter Ausbildung von Lagenstruktur vererzt worden sind, zeigten uns bereits die in der Fig. 27 und 37 dargestellten Beispiele. Im Grubenfelde von Lupikko werden uns später auch noch im untersten Skarngürtel krustifizirte Erzpartieen begegnen.

### *Der Arsenik-Schurfschacht.*

Dem obengeschilderten Tagebau gegenüber liegt auf der Südseite des Kalkbruches der schon angeführte sogen. Arsenik-Schurfschacht. Derselbe ist c. 5 m tief und dicht am überkippten Hornblendeschiefer in einer stellenweise an dunkler Zinkblende, Magnetit und Arsenikkies sehr reichen Kalksteinschicht angelegt [60 und 69]. Auch Kupferkies kommt in geringen Mengen vor und ferner etwas Zinnstein, welcher mir zuerst in einem Dünnschliff auffiel und der sich dann später auch makroskopisch im Magneteisenerz, sowie im serpentinösen Kalkstein nachweisen liess.

Fig. 61 giebt verkleinert eine angeschliffene Erzstufe wieder, aus welcher die Verteilung der einzelnen Erz- und Gangmineralien ersichtlich ist. Die Hauptgesteinsmasse besteht im allgemeinen aus serpentinhaltigem Magneteisenstein, dessen grössere und kleinere

Fig. 61.



Fe = Magnetit, Sn = Zinnstein, Cu = Kupferkies,
Zn = Zinkblende, As = Arsenikkies, Wo = Scheelit,
Ca = Kalzit, Se = Serpentin.
$^1/_2$ d. nat. Gr.

Hohlräume und Interstitien mit Zinkblende und Kupferkies, sowie Zinnstein, Scheelit und Arsenikkies imprägnirt sind. Letzterer nimmt stellenweise so überhand, dass sogar grössere Stufen mit 20—30 % As abgeschieden werden können. Wie im alten Grubenfelde von Pitkäranta erweist sich auch hier der Zinnstein stets jünger als der oft in guten Kristallen ausgebildete Magnetit und ist überaus häufig in kleinste Bruchstücke, welche durch Scheelit oder Arsenikkies u. a. Sulfide verkittet sind, zertrümmert. Im Serpentin sind ferner u. d. M. noch hie und da Reste von Salit, nicht selten auch von einem Chondrodit ähnlichen, fein zwillingsgestreiften Mineral, sowie Muskovitschüppchen, Fluorit, Kalzit und Apatit zu erkennen. Vesu-

vian scheint hier eigentümlicher Weise nicht aufzutreten. Das kleine Erzvorkommen erwies sich als nicht abbauwürdig. Es wurde auch an dieser Stelle hauptsächlich nur wegen seines Interesses in paragenetischer Hinsicht angeführt.

### *Die Grube 3. Klara.*

Im mittleren Teile des schon angeführten Klara-Erzzuges ist nur dieser eine Schacht, und zwar wie die Taf. XVI angiebt, am Ostende eines grösseren magnetischen Kurvenkomplexes im Kontakt des Kalklagers mit der Hornblendeschieferformation, und zwar in den Jahren 1897—1900 bis c. 22 m Tiefe niedergebracht worden (s. d. Tabelle). Unter der wohlbegründeten Annahme, dass der Rapakiwigranit die ladogischen Schiefer hier flach unterteuft (s. o.) und die Erzlagerstätten somit umso geringeren Tiefgang aufweisen müssen, je näher sie der Hauptformationsgrenze des Rapakiwigranites liegen, sollte 3. Klara der Zentralförderschacht für die Eisenerze des Klara-Erzzuges und desshalb mit den östlichsten Gruben des Feldes zum Durchschlage gebracht werden. Aus demselben Grunde wurde auch die Endstation der über Schacht 1. Herberz zum Aufbereitungswerk bei Ristiniemi (vergl. Fig. 2) führenden Seilbahn hierher verlegt. Der Betrieb wurde jedoch schon 1900 überall in diesem Grubenfelde eingestellt, da die Erzproduktion der dem Aufbereitungswerke näher gelegenen Gruben 1. Herberz und Lupikko für die Speisung des ersteren vollkommen ausreichte.

Was nun die geologischen Verhältnisse an diesem Punkte des Grubenfeldes angeht, so sind dieselben teils durch den Grubenbetrieb, teils aber auch durch das bis c. 60 m Tiefe niedergebrachte Diamantbohrloch in vielen Hinsichten klargelegt worden. So ergiebt sich u. a., dass das Einfallen des die Erze bergenden Kalklagers bei 3. Klara etwas flacher (60°) als beim Kalkbruche (70°) ist [1]) und dass das südliche Salband des grossen, in W.-O. streichenden aplitischen Rapakiwiausläufers mit der hangenden Fläche des invertirten Kalklagers zusammenfällt, so dass die Eisenerzkörper in der Berührungszone beider Gesteine gleichsam typische „Kontaktlagerstätten" darstellen. Dieser Kontakt als Linie der lebhaftesten Zirkulation für die erz-

[1]) Die eingeschriebenen Fallwinkel auf den Grundrissen 1 und 2 der Taf XVI sind, wie auch aus den Querprofilen zu entnehmen ist, gegen einander zu vertauschen.

haltigen Lösungen unterscheidet sich jedoch in keiner Weise von dem gegenüberliegenden am Hornblendeschiefer. Hierüber siehe weiter unten.

Schon oben war die wahrscheinlich durch seitliche Stauchung der Schichten hervorgebrachte, als Ausnahme dastehende Mächtigkeit des Kalklagers von annähernd 40 m bei Schacht 3. Klara angeführt und betont worden, dass der Rapakiwiaplit die früher erwähnte, in den Kalkstein eingestülpte Falte im Glimmerschiefer quer durchsetzt und somit zweifellos jünger als die Faltungen anzusehen ist, denen die ladogischen Schiefer hier vorwiegend in W.-O.-Richtung ausgesetzt waren. Von diesen intensiven Pressungen legen aber besonders auch die bereits an der Hand des Querprofiles in Fig. 43 beschriebenen Skarnaugen im Kalkstein lebhaft Zeugnis ab, die sich in 3. Klara, wie die Beobachtungen in dem das Kalklager durchschneidenden, über 40 m langen Querschlage in 20 m Tiefe lehren, in grösster Menge in der Nähe des Hangenden hinziehen. Sie bestehen hier hauptsächlich aus derben Knollen eines weissen bis hellgrünen, tonerdearmen Kalkmagnesiasilikat-Hornfelses, in welchem man makroskopisch Salit, hellfarbigen Glimmer und gelbgrünen Serpentin, mikroskopisch auch noch tremolitähnliche fasrige Aggregate und Kalzit unterscheidet. Das Vorhandensein grösserer Skarnmassen gerade am Kontakte hängt offenbar mit dem Umstande zusammen, dass die mit den Pegmatitintrusionen in Verbindung stehende Umwandlung der Kalklager ausser vom Granitgneisskontakt (Skarnlager des untersten Niveaus) z. T. auch vom Hangenden, in geringerem Grade vom Liegenden der obersten Kalkhorizonte ihren Ausgang nahm. Schon von der Grube 1. Herberz haben wir derartige Skarninfiltrationen am Hangenden des nur etwa 6 m mächtigen Kalklagers kennen gelernt. Dort war aber die Skarnschicht wohl infolge schwächerer Pressung nur zertrümmert und von den so entstandenen Druckspältchen aus teilweise serpentinisirt und vererzt worden. In Hopunwaara dagegen sind die Salitgänge grösstenteils zu perlschnurartig aneinandergereihten oder verworren durcheinander liegenden, rundlichen Knollen abgeschnürt bezw. verknetet worden, wobei der Kalkstein bei seiner ausgeprägten Translationsfähigkeit s. z. s. den plastischen Teig hergab [1]). Ungestört erhaltene Kalksilikatfelsgänge

[1]) In kantige Teilstücke zerquetschte Pegmatit- und Dioritgänge in meist undeutlich geschichtetem, grobkristallinem Kalkmarmor findet man in schönster Ausbildung überall in den Kalkbrüchen des südwestlichen Finnland z. B. in der

wie in Fig. 45 gehören dagegen zu den Seltenheiten. (Vergl. u. a. auch S. 134 und 211).

Von der randlichen Serpentinisirung sprachen wir schon früher, ebenso von der in Grube 3. Klara stellenweise in vorzüglicher Deutlichkeit ausgebildeten Eozoonstruktur, wir haben uns daher nur noch den interessanten Veränderungen zuzuwenden, welche innerhalb der letztgenannten bei der Vererzung in der Weise entstanden, dass die mit konzentrischen Streifen von Serpentin abwechselnden kleinen Nester und feinen Lagen von Kalzit durch Magnetit und verschiedene Sulfide verdrängt wurden. Eine annähernde Vorstellung der sich so entwickelnden „vererzten Eozoonstruktur" giebt das Dünnschliffbild in Fig. 62. Ein Teil des salitischen Kerns ist noch oben bei d zu sehen. Wir können hier nicht bei den mikroskopischen Einzelheiten diese interessanten Erzstruktur länger verweilen. Sicher dürften derartige Gebilde in Zukunft noch reichlich Stoff zu mikroskopischen Spezialuntersuchungen liefern, ist doch die Mikroskopie solcher, wie auch der früher geschilderten Krustenstrukturen noch als ein Stück Urwald im Gebiete der Mineralogie

Fig. 62.




Vererzte Eozoonstruktur. Grube 3. Klara. a = Magnetit mit Zinkblende und Kiesen, b = Serpentin, c = Kalzit, d = Salit. Vergr. 1 : 14.

---

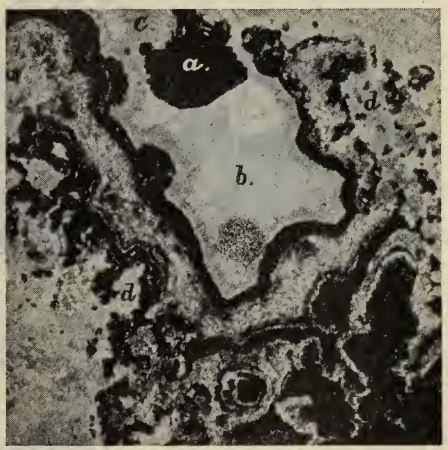
Nähe des Dorfes Lojo und auf der Insel Pargas. In Marmor eingewickelte Stücke von Schiefer, Diabas und Diorit erwähnt u. a. auch C. Chelius von Auerbach Hochstädten (Erläuterungen zur geol. Karte v. Hessen IV. Lief. Darmstadt. 1896). Ausserordentlich charakteristisch sind in dieser Hinsicht namentlich auch die von Van Hise[1]) beschriebenen Pseudokonglomerate im Algonk des Adirondack-Distriktes im Staate New-York. Er sagt darüber u. a. folgendes: „Interstratified with the limestone are gneissic or pegmatitic layers. As a result of a strong movement . . . the gneiss and pegmatite have been broken into fragments, which are contained within the marble, thus producing autoclastic rocks, which in some places simulate remarkably erosion conglomerates".

[1]) (Ch. R. Van Hise, Principles of North American Pre-Cambrian Geology. U. St. Geol. Surv. XVI; 1).

bezw. Petrographie zu bezeichnen „Hier hat die Forschung noch ein weites Feld vor sich" sagt auch R. Beck [110], indem er die grosse Bedeutung der Kenntnis mikroskopischer Gangstrukturen für genetische Schlüsse hervorhebt.

Auf Taf. IV sind in Fig. 2 Blöcke mit auch makroskopisch sichtbarer vererzter Eozoonstruktur abgebildet. Auf dem grösseren unteren Blocke bemerken wir ein rechts unten abgebrochenes, sich nach oben zu verjüngendes Skarnauge, welches von abwechselnden Rändern und Lagen von Serpentin und Magnetit umgeben ist. Für sich allein im Handstück betrachtet könnten Partieen z. B. aus dem linksseitigen Eozoonmantel des Skarnklumpens leicht eine echte Schichtstruktur vortäuschen. Der obere Block hat sehr grobe vererzte Eozoonstruktur aufzuweisen; die hellen, aus Serpentin, Kalzit und Magnesit oder spatigem Dolomit bestehenden Partieen treten gegen den grobkristallinen Magneteisenstein stark zurück.

Fig. 63.



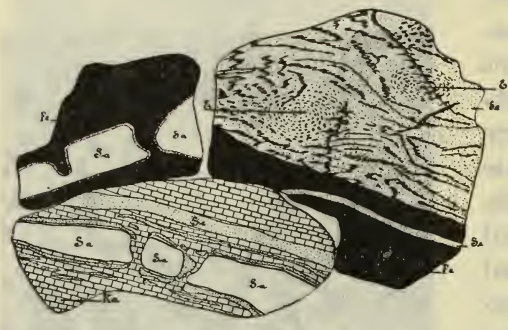

Krustifikation innerhalb vererzter Eozoonstruktur. Grube 3. Klara.
a = Magnetit, b = Fluorit, c = Glimmer, d = Kalzit.
Vergr. 1 : 12.

Ohne Zweifel ist die Vererzung der Eozoonbildungen in der Hauptsache ein metasomatischer Vorgang. Dass aber auch teilweise Auslaugung der kleinen mit Kalzit gefüllten Eozoonlinsen mit unmittelbar darauffolgender Krustifikation der ausgelösten Hohlräume stattgefunden hat, ist nach dem früher über die Erzschlauchbildung Gesagten wohl erklärlich. Beispiele hierfür sind die nicht selten innerhalb der typischen Eozoonstruktur ausgebildeten Drusen. Auf Taf. IV, Fig. 2 ist im kleineren Block oben eine längliche, mit Serpentin und Magnesit austapezirte Sekretion sichtbar, wogegen Fig. 63 das mikroskopische Bild eines mit feinsten Lagen von grünlichem Glimmer, Magnetit und Fluorit krustifizirten Hohlraumes im Eozoonerz darbietet.

Es ist leicht einzusehen, dass die Umwandlung der Kalksteinmassen in Erz, sei es unter Ausbildung typischer Schläuche, sei es

unter Nachahmung präexistirender, eigenartiger Strukturen überall da Halt machen musste, wo ihr schwerlösliche Einschlüsse, wie die Skarnaugen, im Wege standen. Je nach der Beschaffenheit des letztere umgebenden Serpentinmantels, ist nun auch die Struktur des kompakten Erzes eine verschiedene. Wo die Salitknollen nur einfach von einem mehrere cm breiten, gelbgrünen Serpentingürtel umgeben sind, wie dies meistens der Fall, treten sie auch zusammen mit diesem scharf aus dem derben Eisenerz hervor. Es muss noch hinzugefügt werden, dass diese Skarnaugen im Erze stets eine viel dunklere grüne Farbe besitzen, als die im erzfreien Kalkstein, u.a. im Schacht 3. Klara, zu beobachtenden Hornfelsknollen. Dies ist z. B. bei der Stufe links oben auf Taf. III, Fig. 2 der Fall. In der nebenstehenden Fig. 64 ist diese ganze Blockgruppe der Deutlichkeit wegen schematisch wiedergegeben. Ursprünglich, d. h. kurz vor der Einwanderung der Erze, mag der angegebene Block eine ähnliche Anordnung der Gesteinskomponenten aufzuweisen gehabt haben, wie das unterste, längliche Stück der Gruppe. In demselben ist allerdings schon eine grobe Eozoonstruktur unverkennbar, die nach der Vererzung zur Ausbildung einer Struktur etwa wie in Fig. 2 (oben) auf Taf. IV Anlass gegeben haben würde.

Fig. 64.



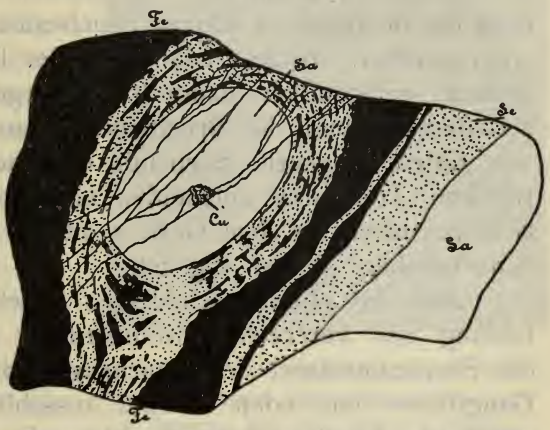
(Schema zur Photographie auf Taf. III, Fig. 2). Ka = Kalkstein, Se = Serpentin, Sa = Salit, Fe = Magnetit, E = Vererzte Eozoonbildungen.

Wo ferner — dies ist, wie schon zu Anfang dieses Abschnittes gesagt, ausschliesslich in den Klara-Gruben der Fall — die Salitaugen von fein eozoonalstruirten Serpentinkränzen umhüllt waren, da zeigen sie auch noch innerhalb der massigen Erze die jetzt aus alternirenden Lagen und Streifen von Magnetit und Serpentin aufgebaute, konzentrische Struktur, welche in weiterer Entfernung vom Zentralkern allmählich in derben Magneteisenstein übergeht. Die Originale der Stücke d und u auf Taf. VII beleuchten die geschilderte Art des Vorkommens in vorzüglichster Weise. Die Reproduktionen sind leider infolge der geringen Helligkeitsunterschiede der

die Salitpartieen umgebenden Streifen von dunkelbraunem Serpentin und Magnetit, Kupferkies u. a. Schwefelerzen so wenig gelungen, dass eine schematische Wiedergabe wenigstens eines der Stücke, nämlich des mit u bezeichneten, notwendig erscheint. Viel besser gelang übrigens die Wiedergabe dieser Mineralgruppirung auf Taf. IV, Fig. 2 (unterer Block), da hier der Serpentin hellfarbig ist. Fig. 65 illustrirt nun den obigen Fall und zeigt zugleich, dass auch eine schwache Imprägnation des Skarnauges selbst mit Kiesen (seltener mit Magnetit) von feinsten Spältchen aus stattgefunden hat.

Wo schliesslich — so besonders nahe am Rapakiwihauptkontakt in der Grube 1. Klara — die Serpentinisirung der einzelnen Augen so weit vorgeschritten war, dass die erzabsetzenden Lösungen bei Beginn ihrer verdrängenden Tätigkeit im wesentlichen nur mehr oder weniger eozoonalstruirten Kalkstein mit spärlichen Salitkernen vorfanden, da wurden durch die Erzansiedelungen auch die letzten Spuren der einstigen Skarninfiltration beinahe bis zur Unkenntlichkeit verwischt. Auf angeschliffenen Flächen ist diese Reliktstruktur im groben Erze zuweilen noch recht gut zu erkennen. (Andeutungsweise auch beim Stücke n und j auf Taf. VII). Etwas schematisch ist sie ferner in Fig. 64 (rechts oben) dem auf Taf. III, Fig. 2 photographirten Originale nachgezeichnet. Auf letzterem Bilde tritt der ovale, konzentrische Streifenkomplex wenigstens in der rechten oberen Ecke des Blockes ziemlich deutlich hervor.

Fig. 65.




Von vererzter Eozoonstruktur umgebenes Salitauge.
Fe = Magnetit, Sa = Salit, Se = Serpentin, Cu = Kupferkies.
(Auf $^1/_3$ d. nat. Gr. verkleinerte Kopie des Blockes auf Taf. VI).

Die überaus fein struirten, aus abwechselnden Lagen von weissem und rötlichem Serpentin mit eingestreuten Kriställchen von Magnetit und Flecken von schwarzer Zinkblende aufgebauten Eozoon-

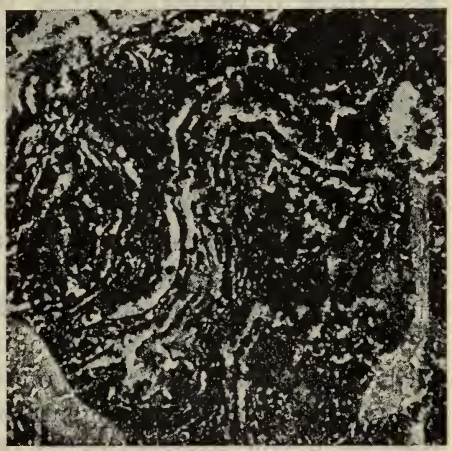
relikte scheinen übrigens z. T. auch von feinsten Trümern aus vererzt worden zu sein; man beobachtet nämlich hie und da von den die Eozoongebilde durchschneidenden Magnetitschnüren ausgehende seitliche Anreicherungen gewisser Streifen der ersteren (vergl. Fig. 64 oben bei E) wie dies auch deutlich u. d. M. zu erkennen ist. (Vergl. in dieser Hinsicht die Fig. 62. Dies Präparat wird auf der rechten Seite von einem Magnetittrum mit lateralen Erzanhäufungen durchsetzt). Andererseits aber findet man als Seltenheit auch Fälle, wo, wie auf dem Blocke der Fig. 2 auf Taf. V, ein aufs feinste lagenstruirtes Magnetittrum (a-b) ein unvererztes Eozoongebilde nahezu glatt durchsetzt, ohne dass an dieser typischen Spaltenfüllung irgendwelche scharf ausgeprägte Seitenimprägnationen zu beobachten wären. Ungefähr 25 mm oberhalb des Buchstaben b ist übrigens ein umkrustetes kleines Bruchstück des Wandgesteins im Erztrum sichtbar. Andere Störungen der Eozoonstruktur werden ausserdem gelegentlich dadurch hervorgebracht, dass das Gestein zertrümmert und die Bruchstücke durch neugebildete Mineralien, wie Kalzit, Magnesit, Serpentin oder auch Fluorit wieder verkittet wurden. Hierdurch entstanden eigentümliche Maschen- und Brekzienstrukturen, die dem Gestein oft ein sehr buntscheckiges Aussehen verleihen. (Vergl. Fig. 59).

Alle die oben geschilderten Erscheinungen bei der Herausbildung der vererzten Eozoonstruktur zeigen mehr noch als die die Serpentinmäntel der Skarnaugen durchsetzenden krustifizirten Gangtrümer mit jeden Zweifel ausschliessender Klarheit, dass einererseits zwischen den gewaltigen Faltungsprozessen, welche die Skarninfiltrationen im Kalkstein in Massen von Teilstücken zerquetschten und andererseits der Vererzungsperiode, ein ungeheuerer Zeitraum liegen muss, während dessen sich der oft mehrere dm breite, fein eozoonalstruirte Serpentingürtel um die Skarnaugen entwickeln konnte, der später durch die selektive Tätigkeit der erzbringenden Lösungen teilweise verändert und verwischt wurde.

Zinnstein in bräunlichen, pyramidalen Kristallen fand sich in der 8 m unter Tage gelegenen östlichen Feldstrecke stellenweise recht reichlich in grobkörnigem, serpentinösem Magneteisenerz eingestreut. Wie im obenerwähnten Arsenik-Schurf füllt er auch hier kleine Butzen und Nester im Magneteisenstein aus und schliesst gelegentlich Magnetitkriställchen und unregelmässige Körner von Chondrodit oder Serpentin ein. Ferner sind durch Kalzit verkittete Bruchstücke von Zinnsteinkristallen auch hier keine Seltenheit. Von sonstigen

Gangmineralien wurden noch beobachtet: Vesuvian und dunkelgrüner Granat, sowie äusserst feinschuppiger, grünlicher Glimmer, Apatit, Fluorit, Magnesit und Kalzit. Der Apatit tritt meist in scharfbegrenzten länglichen Prismen und hexagonalen Schnitten, vorwiegend im Magnetit auf; zuweilen sind auch hier, ganz wie in den Erzschläuchen, die Kriställchen eiförmig gerundet und häufig durch zahlreiche winzigste Einschlüsse ganz dunkelbraun gefärbt. Sulfide sind eigentlich nur durch schwarze Zinkblende [1]) meist zusammen mit derben Massen von Arsenikkies vertreten. Kupferkies ist sehr spärlich vorhanden.

Fig. 66.



Dünnschliff eines makroskopisch dichten, dunkelgrünen Magneteisenerzes vom Tagebau bei der Grube 3. Klara. hell = grünl. Glimmer und Fluorit, dunkel = Magnetit und Arsenikkies. Vergr. 1 : 15.

Beinahe in jedem Eisenerzhandstücke der Grube 3. Klara ist makroskopisch die charakteristische feine Lagenstruktur zu erkennen, welche aber ausnahmsweise auch zu solcher Feinheit herabsinkt, dass sie in den Grünstein ähnlichen, muschlig brechenden Erzstufen nicht mehr unterschieden werden kann. Das Mikroskop enthüllt dann in diesem Gestein eine wunderbar feine Krustifikation, von welcher das nebenstehende Dünnschliffbild (Fig. 66) einen Begriff giebt. Am häufigsten ist diese Erzsorte in den gegenüber 3. Klara am Rapakiwikontakte gelegenen tagebauähnlichen Schurfschächten vertreten, wo beiläufig auch etwas milchweisser Scheelit zusammen mit hellem Fluorit vorkommt.

*Produktion.*

Die Totalförderung aus der Grube 3. Klara betrug nur etwa 3000 t, und zwar grösstenteils Kalkstein vom Schachtabteufen und Querschlagbetriebe.

---

[1]) Ausnahmsweise fand sich auch schwefelgelbe Zinkblende in kleinen Körnern im Erz eingestreut. Sie gleicht vollkommen der von Grube 1. Herberz erwähnten Art.

*Die Gruben 1. und 2. Klara.*

Wie das Querprofil dieser Schächte auf Taf. XVI zeigt, sind die beiden Gruben in 23 m unter Tage durch den 15 m langen Querschlag s. z. s. zu einem grösseren Berggebäude vereinigt, welches wir hier unter der Bezeichnung „Klara-Grube" zusammenfassen. Sie repräsentirt diejenige Grubenanlage des Hopunwaara-Feldes und speziell des Klara-Erzzuges, die allein als Erzproduzent der Erwähnung wert ist, da sie annähernd die gleiche Fördermenge wie Grube 1. Herberz lieferte. Der Inhalt der ausgesprengten Grubenräume beträgt auf der Südseite des Kalklagers c. 3000 kbm, auf der Nordseite dagegen c. 4500 kbm. Ungefähr 60 % der Erzproduktion stammen daher aus 2. Klara, der Rest aus 1. Klara. Die Eisenerze des Klara-Erzzuges sind unstreitig die schwefelärmsten des ganzen Erzgebietes von Pitkäranta, was sich schon bei vergleichender Betrachtung von Erzproben aus den verschiedenen Grubenfeldern mit blossem Auge leicht kund giebt. Die sonst so allgemeine dunkle Zinkblende scheint im ganzen im Hopunwaara-Gebiete nicht so gleichmässig in den Eisenerzmassen eingestreut zu sein, sondern tritt, wie in 3. Klara und namentlich in der Klara-Grube beobachtet werden konnte, oft in zusammenhängenden grösseren Butzen ausserhalb der eigentlichen Magneteisensteinlagen meist in Begleitung von Arsenikkies im reinen Kalkstein auf.

Die eigentümliche Trogform der Erzkörper in der Klara-Grube kam schon oben S. 207 zur Sprache; dieselbe ist durch das im Profil e-f Taf. XVI bezeichnete Bohrloch, sowie die magnetischen Messungen (s. o.) insofern genau festgestellt worden, als ein Fortsetzen auch des Erzkörpers von 1. Klara in die Tiefe ausgeschlossen erscheint. Aller Wahrscheinlichkeit nach stehen die beiderseitigen Erzvorkommen unmittelbar unter dem Querschlage in der auf dem Profil angedeuteten Weise in Verbindung. Dass aber auch der zwischen den oberen Teilen der Haupterzkörper von 1. und 2. Klara liegende Kalkblock nicht gänzlich von der Vererzung verschont geblieben ist, das beweist das Vorkommen weitverzweigter Magnetitgänge in demselben, welche zu Beginn des eigentlichen Erzbergbaus in dem kleinen, zwischen den genannten Schächten betriebenen Kalkbruch aufgeschlossen worden sind. Von dort stammen übrigens auch die auf Taf. X abgebildeten Blöcke. (Vergl. auch Taf. VII h und q). Es zeigte sich beim Abbau, dass die Zahl und Mächtigkeit dieser Erzgänge mit der Tiefe schnell zunahm, so dass es nahe liegt

dieselben als Ausläufer der im Querschlage nachgewiesenen Erzmassen aufzufassen, d. h. also als Infiltrationen von unten nach oben längs der Schichtfugen des Kalksteins. (Ungefähr 18 m des Bohrlochs stehen wie das Profil zeigt im Rapakiwigranit. Die sämtlichen Bohrkerne der untersten 15 m wurden beiläufig zu einer sorgfältigen Generalprobe verarbeitet und im Laboratorium der Universität von I. G. Sundell [125 Anal. N:o 9] analysirt).

Die mittlere Mächtigkeit der Erzausfüllungen den nördlichen bezw. südlichen Kontakt entlang beträgt 5.5—6 m, wobei allerdings das exzeptionelle Anschwellen des Erzkörpers von 2. Klara beim Tagebau in der östlichsten Einbuchtung des Rapakiwigranites nicht in Betracht gezogen ist. In Wirklichkeit ist nämlich die Erzmasse hier nicht so bedeutend, wie es auf den ersten Blick scheint, da ja der Rapakiwi mit c. 25° unter das Kalklager einschiesst und der Erzkörper somit gleichsam schräg abgeschnitten ist. Das Einfallen des Kalklagers ist hier c. 75° nach N. gerichtet, während noch in den westlichsten Teilen der Grube 1. Klara, woselbst wieder Hornblendeschiefer das überkippte Hangende bildet, südliches Einfallen vorherrscht. Für die Art des Auftretens der Erze bezeichnend ist ferner die teils durch Grabungen an der Tagesoberfläche, teils durch magnetische Beobachtungen nachgewiesene, stark verjüngte Fortsetzung des Erzkörper längs der kleinen, in die Mitte des Kalklagers eingedrungenen Rapakiwiapophyse, welche wahrscheinlich mit dem in 23 m Tiefe durchfahrenen Gangtrum zusammenhängt. Es scheint hier eine Art in einen Quergang übergehende injizirte Aufblätterungsspalte im Sinne A. v. Groddecks [54] vorzuliegen.

Aus dem oben Gesagten, sowie aus den Rissen auf Taf. XVI geht hervor, dass das Kalklager rings um seine Kontakte mit dem Rapakiwi, sowohl in der Tiefe, als auch entlang der im O. schräg abschneidenden Bruchkante durch Erze verdrängt worden ist und letztere folglich ganz zweifellos jünger als der Rapakiwigranit sein müssen. Schon bei Besprechung der Grube 1. Herberz konnten wir die Aufmerksamkeit auf Vererzungserscheinungen an den die Kalksteinschichten überquerenden Rapakiwiaplitgängen lenken, welche zu derselben Schlussfolgerung führten. Nirgends aber finden wir so unwiderlegliche Beweise für die oben ausgesprochene Behauptung, wie hier an den schön aufgeschlossenen Kontakten bei den Klara-Gruben. Auch im 10 m tiefen Schurfschacht 1. Winberg konnte übrigens festgestellt werden, dass der Kalkstein überall wo er an Rapakiwi grenzt mit Magneteisenstein imprägnirt ist, während

*Der Schurfschacht 1. Winberg.*

sich die Vererzung weiter ab von Kontakte wesentlich auf das Hangende bezw. Liegende beschränkt, sodass die Medianpartieen des Kalklagers vollkommen taub sind. Das nicht sehr mächtig entwikkelte Eisenerz dieses Versuchsschachtes, welcher 1897 nur kurze Zeit in Betrieb war, gleicht der Zusammensetzung nach dem der Klara-Grube, indem es als Gangart wesentlich Serpentin führt. Strukturell erinnert es dagegen mehr an das Erz der Grube Herberz, auch scheinen Eozoon- und Lagenstruktur zu fehlen, obgleich Salitaugen stellenweise im Kalkstein auftreten.

Kehren wir zur Klara-Grube zurück, so müssen wir daran erinnern, dass schon oben im Anschluss an die Abbildungen auf den Tafeln III, IV, V, VII und X die interessantesten und für die Deutung gewisser Erzstrukturen wichtigsten Erscheinungen näher erörtert worden sind. Es bleibt uns daher nur noch übrig, die im Rapakiwimagma, sowie im Kalkstein stattgehabten kontaktmetamorphen Veränderungen näher zu prüfen, welche sich namentlich in der Nähe der den nördlichen Erzkörper in 23 m Tiefe durchschneidenden, einige dm mächtigen Rapakiwiapophyse in allen Einzelheiten studiren lassen und die teils endogener, teils exogener Art sind.

Der normale Rapakiwi, bezw. seine Grenzfazies und aplitischen Nachschübe, wurden schon früher in der allgemeinen geologischen Übersicht und ferner auch bei Besprechung der Herberz-Gruben teilweise genauer geschildert. Im Kontakte mit dem Kalkstein zeigen sich nun diese Granitgesteine in ganz derselben Weise verändert, wie wir dies bei den postladogischen Graniten, bezw. Pegmatiten, beobachteten. Sie haben Kalkmaterial resorbirt und sind in salitsyenitische Gesteine umgewandelt, welche mikroskopisch hauptsächlich aus Orthoklas, Plagioklas und Salit bestehen, zu denen sich akzessorisch Apatit, Titanit und Zirkon gesellen. Der Quarz ist meist vollständig verschwunden und primärer brauner Glimmer nur spärlich vertreten. Dagegen findet man nicht selten den bei der Greisenumwandlung der Feldspäte entstehenden, charakteristischen gelblichen Glimmer, besonders häufig aber auch neugebildeten, grünlichen Glimmer vertreten.

Gewöhnlich ist der Rapakiwi einige dm vom Kontakte stark serpentinisirt, wobei besonders die unregelmässig begrenzten Salitpartieen von den Rändern aus angegriffen sind. Bei weiter vorgeschrittener Umwandlung erscheinen u. d. M. auch die Feldspäte zu fasrigen Serpentinmassen verändert, welche noch teilweise die Form

der Plagioklasindividuen bewahrt haben und schliesslich liegt nur noch ein makroskopisch grauschwarzes Gestein vor, aus welchem hie und da rötliche, von der Umwandlung verschont gebliebene Feldspataugen hervortreten. Auch die dichte, hornfelsartige Salitkontaktzone, welche wir in Grube 1. Herberz beobachteten, fehlt in Hopunwaara zwischen dem Rapakiwi und Kalkstein nicht, nur ist sie infolge von Serpentinisirung und Vererzung durchgehends stark verwischt. Dasselbe hellgrüne Kontaktprodukt tritt übrigens gelegentlich auch in grösseren Partieen oder als gangähnliche Infiltrationen im angrenzenden Rapakiwi auf, ist aber meist ebenfalls stark serpentinisirt. Der Granit ist dann gewöhnlich rund um die Serpentinpartieen viel stärker gerötet als gewöhnlich. U. d. M. kann man meist selbst im reichen Eisenerze noch recht gut die einzelnen Gesteinszonen auseinanderhalten. Ersteres dringt nämlich gewöhnlich nicht ganz bis zum Rapakiwigranit vor, welcher ausser in Gestalt des auf den Grubenrissen eingezeichneten Ganges meist nur in schmalen Trümern die Erzmassen durchschwärmt, sondern ist, wie wir dies in Grube 2. Herberz gesehen, durch eine schmale, glimmerreiche Zone, auf welche oft noch ein tauber Serpentinstreifen folgt, vom Granittrum getrennt.

Die umtehende Mikrophotographie in Fig. 67 zeigt eine solche Kontaktzone. Links (r) ist eine Partie des feinkörnigen, stark fluoritisirten und mit grünlichem Glimmer gespickten Rapakiwi zu sehen, dessen Feldspatindividuen winkelrecht zu den Salbändern angeschossen sind und mit derselben Orientirung noch hie und da in der Zone *g—g* als Reste nachgewiesen werden können. Letztere besteht aus ebenfalls normal zur Kontaktlinie gestellten Blättchen des charakteristischen grünen Glimmers, welcher ja überall im Erzgebiete von Pitkäranta die Magneteisenerze zu begleiten pflegt, sowie eingestreuten Kriställchen von hellrotem, optisch normalem Granat und bläulichem Fluorit. Auch die darauffolgende dichte Serpentinzone ist reich an Flussspat. Im Magnetiterze sieht man u. d. M., wie immer, reichlich Apatit, bald in scharfbegrenzten Kristallschnitten, bald mit rundlichen, sichtlich von Fluorit ausgefressenen Einbuchtungen. Der Magnetit weist nicht selten skelettartig durchlöcherte Kristalle auf.

Aus den mikroskopischen Untersuchungen dürfte also hervorgehen, dass in den tauben Serpentinzonen Reste der ursprünglichen Kalksilikathornfelszone vorliegen, während die Glimmerzonen erst im Zusammenhang mit der Erzbildung, teilweise auf Kosten des Rapa-

kiwi entstanden; dies beweisen unzweideutig Reste von letzterem innerhalb der Glimmerzonen. Je feiner nun die Rapakiwitrümer sind, desto vollständiger sind sie, wie leicht erklärlich, durch die obenangeführten Mineralien verdrängt worden, in deren Gesellschaft zuweilen auch verschiedene Sulfide, namentlich Kupferkies und Arsenikkies eingewandert sind. Solche Kiestrümer in Rapakiwiaplit beschrieben wir schon früher von der Grube 2. Herberz (s. Fig. 35).

Fig. 67.




Kontakt von Rapakiwigranit und Magneteisenerz.
Grube 1. Klara.
r = Rapakiwigranit, m = Magnetit, s = Serpentin,
g = Grüner Glimmer.
Vergr. 1 : 20 + Nik.

Als äusserste Seltenheit wurde einige Male auch Magnetit zusammen mit Fluorit und Glimmer in feinen, den Rapakiwi durchziehenden Spältchen nachgewiesen. Im allgemeinen aber scheint dieser Granit ebenso ungünstig für den Absatz von Magnetit gewesen zu sein, wie die dichten Kalksilikathornfelsgesteine, sowie der aus letzteren hervorgegangene Serpentin. Schliesslich ist noch Zinnstein in dünnen, braunen Kriställchen, kleine Hohlräume im Magneteisenerz austapezirend, hie und da in der Grube 1. Klara angetroffen worden.

Die Erzstrukturen in der Klara-Grube betreffend muss schliesslich noch angeführt werden, dass ausser der lagenförmigen und eozoonalen Struktur auch die pseudoschichtige nicht allzu selten vertreten ist, wobei auch Fälle vorkommen, bei denen, wie auf der Abbildung in Fig. 68, die selektive Tätigkeit der erzbringenden Lösungen in gefaltetem Kalkstein scheinbar das Bild eines sedimentären Eisenerzes, welches nachträglich faltenden Kräften ausgesetzt war, hervorbrachte. Die feinschichtige Erzmasse besteht hier aus abwechselnden Lagen von Magnetit und Serpentin und wird von schmalen Glimmer-Fluorittrümern durchsetzt.

Zum Schlusse noch einige Daten über die Produktion der Klara-Gruben, sowie die vermutlichen Eisenerzvorräte im Gruben- *Produktion.*

Fig. 68.



Pseudoschichtiges Magneteisenerz von Glimmertrümern durchsetzt.
Grube 1. Klara.
Hell = Serpentin, dunkel = Magnetit.
$^1/_3$ d. nat. Gr.

felde von Hopunwaara im allgemeinen. Die Klara-Gruben förderten c. 30,000 t erzhaltiges Haufwerk, woraus 1,780 t Magnetitstuferz, sowie 23,113 t magnetisches Aufbereitungserz und ausserdem noch 237 t Kupfer, sowie 1 t Zinkerz abgeschieden wurden. Die Eisenerzlagerstätten des Grubenfeldes von Hopunwaara sind allem Anscheine nach, sowohl qualitativ, wie quantitativ die bedeutendsten des ganzen Erzgebietes von Pitkäranta. Wollen wir eine annähernde Berechnung der daselbst vorhandenen Eisenerzvorräte anstellen, so müssen wir unbedingt auch einen Teil der im unteren Lagerhorizont magnetometrisch nachgewiesenen Erzkörper dazuzählen, die

nach dem Aussehen der isodynamischen Kurven zu urteilen sicher etwas mächtiger als die entsprechenden Lagerstätten des neuen Grubenfeldes entwickelt sein dürften. Ausserdem ist aber auch die Tiefenerstreckung der Erze wahrscheinlich grösser, wofür neben den geologischen Verhältnissen, wie wir oben sahen, auch magnetometrische Gründe sprechen. Immerhin wollen wir auch für dieses Grubenfeld nur eine mittlere Erztiefe von 120 m annehmen. Die summirte Länge der Erzkörper der unteren Zone (die mittlere ist meist zu unbedeutend, um mitgerechnet werden zu können) beträgt nach den magnetometrischen Spezialkarten c. 1,800 m, die der oberen dagegen c. 2,300 m. Setzen wir nun für die mittlere Mächtigkeit der Eisenerze des unteren Horizontes 1 m und für die des oberen auf Grund der Erfahrungen in den Klara-Gruben 4 m, so erhalten wir ein Erzvolumen von mehr als $1\,^1/_4$ Millionen kbm, d. h. etwa 5 Millionen metr. Tonnen magnetisches Aufbereitungserz mit 28 bis 30 % Eisengehalt.

---

### Das Grubenfeld von Lupikko.

*Allgemeines.*

Etwas südlicher als der Förderschacht 3. Lupikko (s. Taf. XVIII) tritt auf der Ostseite eines flachen Pegmatitfelsens eine niedrige Kuppe von dolomitischem Kalkstein zu Tage, woselbst letzterer von dem Gestein des ersteren durch eine mehrere m mächtige Lage von Magneteisenstein getrennt ist. Hier entdeckte 1856 ein Bauer namens J. Pawloff geringe Spuren von Kupferkies, mutete 1857 den Fundpunkt und veranlasste die „Pitkäranta Compagnie“ mehrere Jahre lang Schürfarbeiten auf dem „Kupfererzgange“ vorzunehmen, welcher nach damaliger Ansicht bei N.-S.-Streichen einerseits bis zum Ladoga-See fortsetzen, andererseits den W.-O. streichenden „Pitkäranta-Gang“ in der Gegend von Hopunwaara durchschneiden musste.

Die Ausbeute an Kupfererzen entsprach zwar nicht den Erwartungen, dagegen wurde bei jenen Untersuchungen ein recht ausgedehntes Magnetitvorkommen aufgeschlossen, das Veranlassung zum Bau einer 1866 vollendeten Hochofenanlage in der Nähe der Grube 3. Lupikko gab. Infolge ihres bedeutenden Schwefel- und Zinkgehaltes waren aber die Lupikko-Erze so schwer zu verhütten, dass

bald in der Hauptsache nur See- und Sumpfererze der Umgegend, sowie zeitweise auch Roteisensteine aus dem Erzgebiete von Tulomajärvi (s. Fig. 11) verschmolzen wurden, bis schon 1876 der Betrieb als nicht lohnend gänzlich eingestellt wurde.

Die Gruben waren bereits 1873, nachdem sie c. 3,000 t Erze produzirt [107], aufgelassen worden. Seit 1866 waren sie zusammen mit den Hüttenanlagen und dem dazu gehörigen Grundbesitz auf der W.-Seite des Ristioja-Flusses (vergl. Fig. 2) aus einer Hand in die andere übergegangen [1]) und schliesslich 1897 von der Gewerkschaft „Ladoga" angekauft und mit dem übrigen Besitztum vereinigt worden.

Die im Jahre 1894 im Lupikko-Gebiete begonnene magnetische Schürfung führte im Verein mit den geologischen Beobachtungen, in gleicher Weise wie im neuen und im Hopunwaara-Felde, zum Nachweise zweier paralleler Erzzüge, welche sich auf der magnetometrischen Karte der Taf. XVIII, namentlich zwischen den Gruben I bis IV, deutlich in den langgestreckten, parallellaufenden Kurvenkomplexen zu erkennen geben. Wir sehen, dass der Abstand der letzteren von der Mitte des Feldes, d. h. zwischen den Gruben IV und V aus, wo er nur c. 50 m beträgt, nach N.N.W. einerseits, sowie O.S.O. andererseits rasch bis c. 200 m zunimmt und dass in der zuletzt angeführten Richtung schwierig zu deutende Verschiebungen der isodynamischen Kurvenkomplexe nachzuweisen sind, welche zu dem auf der geologischen Spezialkarte (Taf. XVIII) dargestellten Rekonstruktionsversuche geführt haben. Schwer erklärlich ist namentlich der O.N.O. streichende Erzstrich dicht am Granitgneiss in der östlichsten Ecke des Grubenfeldes. Sicher aber dürfte sein, dass der Schichtenbau hier in bedeutendem Grade durch Verwerfungen gestört ist und dass letztere analog der früher erwähnten Perwoi-Verwerfung mit Pegmatitmassen injizirt sind. Wir

---

[1]) Nach alten Akten zu schliessen war der Bauer I. Puusu der ursprüngliche Besitzer derjenigen Ländereien in Lupikko, welche 1866 vom Gerichtsschreiber J. Soldan und seiner Gattin Konstanze, geb. Polack, für den Betrieb der Gruben und Anlagen angekauft wurden. Später bis 1868 scheinen drei Engländer, die Gebrüder Hill und der Hamburger Smith sich in den Besitz des Unternehmens geteilt zu haben, den sie im genannten Jahre für 175,000 Fmk. den Schweden L. Nobel und J. Wåhlstedt, sowie dem Finnländer K. A. Standertskjöld überliessen. Letztere beiden verkauften 1881 ihre Anteile am Werk an L. Nobel, und dieser verpachtete 1888 das ganze Eigentum für die Dauer von 10 Jahren an die Bankfirma E. M. Meyer & C:o in St. Petersburg.

können dies auch aus den gut aufgeschlossenen Erscheinungen im eigentlichen Abbaugebiet zwischen Grube I und V entnehmen, woselbst tatsächlich zahlreiche dichtgedrängte, mit Pegmatit ausgefüllte Bruchspalten durch den Grubenbetrieb nachgewiesen worden sind (vergl. Taf. XIX). Die grössten Pegmatitmassen aber treten offenbar innerhalb der Erzzonen zwischen Grube IV und V auf; dies wird u. a. auch durch die magnetische Neutralität dieses Gebietes bestätigt.

Wenn man die Brücke über den Ristioja-Fluss zwischen Grube IV und V überschreitet, trifft man oberhalb des Weges zum Kiwikulma-Wasserfalle einen kleinen Feldspatbruch, welcher in einem mehrere m mächtigen Gange von Turmalinpegmatit angelegt ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach entstand an dieser Stelle im Hornblendeschiefergürtel eine der Hauptbruchspalten, welche dann später von Pegmatitmassen ausgefüllt wurde, denn man findet flussabwärts zu beiden Seiten des Baches in der Hauptsache nur Pegmatitfelsen mit eingestreuten grösseren Schieferschollen und gänzlich zu Skarn umgewandelten Resten der oberen Kalkzone.

Betrachten wir nun die geologische Übersichtskarte über das Erzgebiet von Pitkäranta genauer, so finden wir, dass die Westflanke des Lupikko-Massivs an der genannten Bruchstelle ein stumpfes, c. 120° einschliessendes Knie mit in N.N.W. bezw. O.S.O streichenden Schenkeln besitzt. Vermutlich haben wir hier Teile der während der Faltungsprozesse aufgerissenen Gewölbebiegung vor uns, deren Berstungsspalten von den rings um die Schichtenknickung herum emporgedrungenen, stockähnlichen Lagergangmassen von Pegmatit aus injizirt wurden. Bemerkenswert ist hierbei, dass diese „verheilten Risse“ überall schon innerhalb der Schiefer auskeilen, denn eine Fortsetzung selbst der bedeutendsten Quergänge, wie z. B. der zwischen den Schächten I und I a, sowie III und IV eingedrungenen, bis in das Granitgneissgebiet hinein konnte bis jetzt nicht nachgewiesen werden. Nach dem ungestörten Verlauf der zum unteren Erzhorizonte gehörigen magnetischen Kurvenzüge zwischen Grube I und IV ist es auch höchst unwahrscheinlich, dass hier die dem Granitgneisse zunächst liegenden Schichten ebenso heftigen Störungen ausgesetzt gewesen sein sollten, wie die entsprechenden des obersten Kalkniveaus. Man wäre eher geneigt, eine geringe Stauung der Schichten infolge der Schichtenkrümmung anzunehmen, welche erstere der Bildung klaffender Spalten entgegenwirken musste. Anders liegen die Verhältnisse dagegen, wie schon

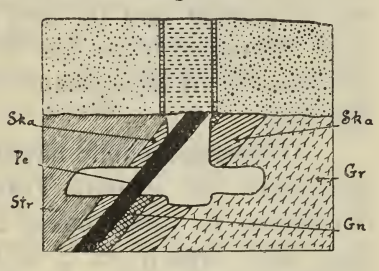
oben gesagt, im östlichsten Teile des Grubenfeldes, wo ja zweifellos auch das Liegende in intensivster Weise verworfen ist.

Zu den magnetischen Beobachtungen muss noch bemerkt werden, dass die oberen Erzpole der oberen Zone durchgehends eine zwei bis dreimal so starke magnetische Kraft besitzen, als die der unteren, was auch hier wie in allen übrigen Feldern mit der grösseren Mächtigkeit der entsprechenden Erzkörper zusammenhängen dürfte. Das Querprofil x-y der Vertikalintensitätskurven längs der Linie ab (Taf. XVIII) zeigt klar den Unterschied in der Stärke des Magnetismus bei den betreffenden Erzvorkommen.

## *Der Schurfschacht 5. Lupikko.*

Nur an einer einzigen Stelle ist in Lupikko die untere Erzzone durch Schürfarbeiten aufgeschlossen worden, nämlich in dem kleinen Schacht N:o V (s. Fig. 69). Hier besitzt die Magnetiterzlage nur c. 1 m Mächtigkeit, d. h. kaum $^1/_5$ derjenigen, welche gewöhnlich in der oberen Zone dieses Gebietes zu beobachten ist. Das c. 5 m mächtige Salitskarnlager, dem etwas Granat, Epidot usw. beigemengt sind, ruht hier unmittelbar auf dem 50° nach S.W. einfallenden Granitgneiss und wird, ebenso wie die Skarnschichten des alten Grubenfeldes von Pitkäranta, durch ein gneissiges Zwischenmittel in ein Haupt- und ein Parallellager geteilt. Wie das Profil angiebt, ist die Vererzung auf letzteres beschränkt, und zwar besteht das Erz aus zinkblendehaltigem, stellenweise sehr fein lagenförmig struirtem Magneteisenerz mit geringen Spuren von Kupfer-, Schwefel- und Magnetkies. Die Feinheit der aus dünnsten Lagen von Magnetit, Vesuvian, Fluorit und grünem Glimmer aufgebauten Krusten giebt derjenigen der in Fig. 58 und 66 abgebildeten Strukturen keineswegs nach. Die feinen Anwachsstreifen scheinen sich zumeist in den Lücken zwischen den Salitindividuen abgesetzt zu haben. Häufig beobachtet man grössere, ganz unregelmässig begrenzte, taube Salitpartieen mitten im krustifizirten Erze, welche hier jedoch nicht als

Fig. 69.




1 : 500.
Querprofil durch den Schurfschacht 5. Lupikko.
Gr = Granitgneiss, Ska = Skarn, Gn = Gneiss, Fe = Eisenerz, Str = Strahlsteinschiefer.

„Augen", sondern vielmehr als den Kalksteinschollen in den Erzkörpern der Grube Ristaus und Herberz entsprechende Skarnrelikte aufzufassen sind.

Im Hangenden des Skarnlagers steht unmittelbar mit kalkreichen Schichten wechsellagernder Strahlsteinschiefer an, welcher im Lupikko-Gebiete mindestens c. 4 m mächtig sein dürfte. Ein von der tiefsten Sohle der Grube N:o III (s. Taf. XIX, Querprofil c-d) in östlicher Richtung vorgetriebenes Diamantbohrloch durchfuhr nämlich 3.8 m feinkörnigen Strahlsteinschiefer, auf welchen, wie gewöhnlich, das untere Skarnlager folgt. Leider musste der Betrieb auch hier ganz plötzlich im Frühjahre 1904 mit den übrigen Gruben und Werken zusammen eingestellt werden, noch ehe mit der Diamantbohrung der Granitgneiss des Liegenden erreicht war.

Beschränken sich nun die Aufschlüsse im unteren Lagerhorizonte auf die wenigen obenangeführten Punkte, so ist dagegen der obere Erzzug, namentlich zwischen den Gruben I und II umso besser untersucht und für den Abbau vorgerichtet worden, indem hier zwei Förderschächte bis 85 bezw. 60 m Teufe niedergebracht und stellenweise Weitungsbaue von beinahe 200 m Länge angelegt worden sind.

Dementsprechend hat auch das Lupikko-Feld von allen den neuen Erzfeldern die grösste Fördermenge, nämlich 147,585 t (s. d. Fördertabelle) zu verzeichnen. Der Inhalt der abgebauten Grubenräume lässt sich danach zu c. 37,000 kbm berechnen; 22,000 kbm oder c. 60 % hiervon entfallen auf die Gruben I und I a, der Rest d. h. 15,000 kbm auf die Gruben III und IV, welche zusammen, wie die Längsprofile und Grundrisse auf Taf. XIX angeben, je einen durch Pegmatit getrennten Grubenkomplex bilden.

### *Die Gruben 1. und 3. Lupikko.*

Das Generaleinfallen der Erzlagerstätte von 1. Lupikko ist 75° westlich, genauer genommen verändert sich jedoch der Einfallswinkel von 85° (bis c. 45 m unter Tage) zu 65° in den tieferen Teilen der Grube, d. h. die Schichten sind, entsprechend einem Halbmesser von c. 130 m, konkav nach W. gebogen, was eine Muldentiefe von etwa 200 m hier westlich vom Grubendistrikte anzunehmen gestattet.

Merkwürdigerweise ergaben auch mehrere an verschiedenen Stellen des Grubenfeldes nach Th. Dahlbloms Methode (s. S. 181)

durchgeführte Berechnungen der wahrscheinlichen Tiefe der magnetischen Erzpole nur eine solche zwischen 120 und 150 m; zum mindesten liegt daher die Vermutung nahe, dass die erzführende Kalkformation erst in annähernd der doppelten der bis jetzt mit den Vorrichtungsarbeiten erreichten Teufe aufhört, d. h. dort wahrscheinlich von Pegmatitmassen abgeschnitten wird und dass somit für die Vererzung günstige Substrate wenigstens unmittelbar unter dem genannten Niveau nicht vorhanden sein dürften. Für ein Fortsetzen der Erzablagerungen bis annähernd 150 m unter Tage spricht auch unzweideutig die Tatsache, dass die indifferente Zone des Erzmagneten in Grube I zwischen der 4. und 5. Abbausohle, d. h. etwa in 75 m Tiefe unter Tage, gelegen ist, denn die Neigungsnadel überschlägt sich erst unterhalb der 4. Sohle und auf der 5. Sohle herrscht überall sogen. Südpolszug (d. h. Neigung des Südendes der Magnetnadel nach unten); der untere Erzpol liegt daher zweifellos in recht ansehnlicher Tiefe unterhalb des Schachtsohlenniveaus.

In der Grube III beträgt der Einfallswinkel ziemlich konstant 70°, doch ist auch dort ein Flacherwerden der Schichten im Niveau der untersten Abbausohle zu konstatiren. Die Mächtigkeit des erzführenden Kalklagers von Lupikko von Grube I bis III ist durchschnittlich 12 m. Südlich von der letztgenannten Grube nimmt dieselbe jedoch immer mehr ab und beträgt auf der S.-Seite des Pegmatitganges (s. d. Grundriss der 15 m Sohle auf Taf. XIX) nur noch c. 4 m. In dem Masse wie die Hornblendeschieferzone von Hopunwaara rings um den Westflügel der Lupikko-Falte allmählich an Mächtigkeit abnimmt, sinkt auch die des oberen Kalklagers auf dieser c. 4 km betragenden Strecke bis Lupikko auf $^1/_8$ der auf der Nordseite des Massivs herrschenden herab, nimmt dann aber, soweit nach dem dortigen Hornblendeschiefergürtel beurteilt werden kann, östlich von Lupikko bis zum Rapakiwikontakte rasch wieder zu.

Mit einer Zusammendrückung oder Auswalzung der Hornblendeschiefer- und Kalksteinschichten können wir die obengeschilderte Verdünnung derselben am Lupikko-Knie ebenso wenig in Verbindung bringen, wie wir die Verdickung der Schichten an der Nordspitze der Lupikko-Antiklinale ausschliesslich auf seitlichen Zusammenschub zurückführen konnten; wahrscheinlich ist ja, dass derartige Vorgänge während der Faltungen z. T. mit im Spiele waren, die Hauptursache der Mächtigkeitsunterschiede dürften aber wohl Unebenheiten der granitischen Unterlage der ladogischen Schiefer-

formation gewesen sein, genügt doch die unbedeutende Neigung der ursprünglichen Auflagerungsfläche von kaum 1 % in der N-S-Richtung, um die Zunahme der Schichtenmächtigkeit von Lupikko bis zum Hopunwaara-Felde zu erklären.

Das Hangende der Erzlagerstätten von Lupikko wird durchgehends von ziemlich grobem Turmalinpegmatit gebildet, welchen wir schon früher als den jüngsten der im Erzgebiete von Pitkäranta auftretenden Pegmatite bezeichneten. Er dringt in mehr oder minder breiten Gängen zwischen die Kalk-Schieferschollen ein (s. die Grundrisse auf Taf. XIX) und sowohl in den Gruben, wie an der Tagesoberfläche ist, wie schon gesagt, ein Ausklingen dieser injizirten Keilspalten bereits innerhalb des Hornblendeschiefers zu konstatiren. Die geologische Spezialkarte auf Taf. XVIII zeigt verkleinert nach den Grubenrissen, in welcher Art die Kalkschichten von einander getrennt und gegen einander verschoben worden sind. Über die Richtung und Grösse der Verwerfungen haben die magnetometrischen Messungen auch in diesem Falle trotz der meist 5—7 m mächtigen Geschiebedecke doch unzweideutige Aufschlüsse zu geben vermocht. Wir verweisen diesbezüglich auf die magnetometrische Karte, auf welcher allerdings infolge des kleinen Masstabes feinere Einzelheiten nicht gut hervortreten können. Recht mächtige Pegmatitlagergänge sind ferner auch im Liegenden der oberen Kalksteinzone in den Hornblendeschiefern angetroffen worden (s. Profil c—d), nirgends aber bilden dieselben hier die unmittelbare Begrenzung des Kalksteins; diese besteht vielmehr überall aus Schiefer. Im Kontakte mit dem Kalkstein ist der Pegmatit, wie gewöhnlich, überall von letzterem durch die schon oft erwähnte, schmale Skarnzone getrennt, welche auch zwischen dem Pegmatit und dem Erzkörper, obgleich meist tiefgreifend serpentinisirt und zu chloritischen Schölmassen umgewandelt, doch stets mehr oder weniger gut zu erkennen ist.

Bei der allgemeinen Besprechung der Kontakterscheinungen an den Pegmatiten führten wir schon die Salitskarnbildungen im Hornblendeschiefer der Grube 1. Lupikko an, woselbst u. a. schmale Pegmatitlagergänge nahe am Liegenden des Kalklagers lokal durch massenhafte Resorption von Kalk- und Schiefermaterial in typischen, grobspatigen Salitskarn übergehen, der zuweilen auch, wie z. B. oberhalb des Schachtquerschlages in 65 m Tiefe (s. Querprofil a—b) eine Art Klumpen im Schiefer bildet, sonst aber meist in Gestalt

feiner Adern in letzteren eindringt, wie dies aus Fig. 14 deutlich zu ersehen ist.

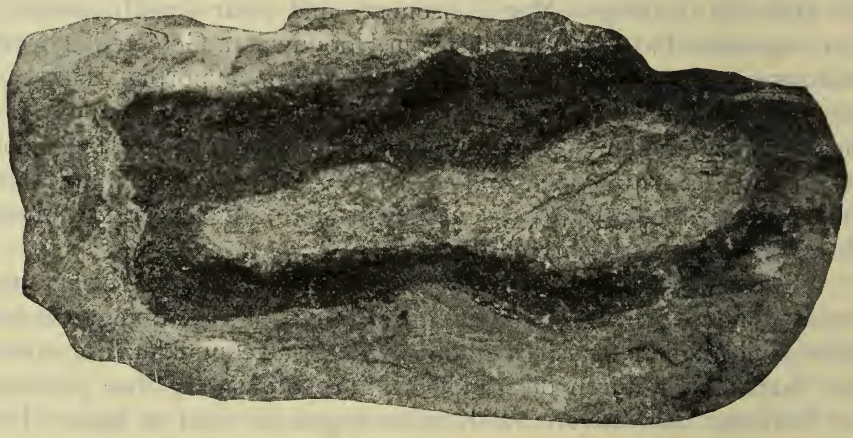
Auf der 28 m-Sohle der Grube III beobachtet man ferner, wie von dem wenige dm mächtigen, den Kalkstein am Förderschachte vom Hangenden aus schräg durchschneidenden Pegmatittrum, das von hellgrünen Skarnsalbändern begrenzt wird, zahlreiche, vielfach verzweigte und randlich serpentinisirte Gangtrümer von Kalksilikathornfels weit hinein in den Kalkstein vordringen. Das so entstehende Netzwerk gleicht vollkommen dem in Fig. 45 abgebildeten. Schliesslich kommen auch weitab von diesen zweifellos vom Pegmatit abhängigen Skarninfiltrationen, sowohl im Kalkstein, als auch im massigen Magneteisenerz, und zwar ausschliesslich in den liegenden Partieen, die uns vom Hopunwaara-Gebiete her wohlbekannten Skarnaugen vor, deren kontaktmetamorphe Herkunft aber hier im Lupikko-Felde viel deutlicher als im vorgenannten Gebiete in die Augen springt. Auf dem Grundrisse der 34 m-Sohle in Grube I. sind übrigens bei a und b einige Skarninfiltrationen schematisch eingezeichnet, wie sie sich etwa auf der vorerwähnten 65 m Sohle am Schacht I darstellen.

Starke Quetschungen hauptsächlich normal zum Streichen zertrennten auch hier, wie im Klara-Kalkzuge, die lagergangähnlichen Skarninfiltrationen in scharfkantige Druckstücke und letztere erhielten dann später durch die randliche Serpentinisirung ihre gerundeten Formen. Als unvererzte Knollen liegen sie jetzt in langen Reihen im kompakten Magneteisenerze verstreut. In Fig. 70 ist beiläufig solch ein längliches, von Salitserpentin ummanteltes Skarnauge abgebildet, auf welches wir noch unten zurückkommen müssen.

Wir wenden uns jetzt den Erzkörpern zu und betrachten die Hauptformen derselben an der Hand der Grundrisse und Querprofile auf Taf. XIX. Für den Bergbau kommt hier im Gegensatze zu den Verhältnissen im Klara-Erzzuge nur das Erz des hangenden Kontaktes in Betracht, da im Liegenden des Kalklagers überall nur geringe Spuren von Vererzung in Gestalt von höchstens einige dm breiten Magnetit- Serpentinrändern auftreten. In genetischer Beziehung sind diese Vorkommen aber immerhin von Bedeutung, beweisen sie doch, dass der Unterschied zwischen den beiden Kontaktflächen bei der Vererzung nur ein quantitativer, d. h. durch die mehr oder weniger lebhafte Zirkulation der erzabsetzenden Lösungen an denselben bedingt war.

Ein Blick auf die Grundrisse lehrt unmittelbar, dass die Verdrängung der Kalkmassen durch Erz in der Hauptsache vom Pegmatitkontakte ausgegangen sein muss. Ausserdem scheint es, als ob die Erzbildung in gewissen Fällen nur von einer Seite der Kalkscholle, und zwar von den Winkeln zwischen der Hauptmasse des Pegmatites und den von ihr abzweigenden Quergängen aus ihren Anfang genommen hätte. Jedenfalls ist es auffallend, dass einerseits das Kalklager, wie der Grundriss der 15 m-Sohle in Grube III zeigt, im südlichen Felde in seiner ganzen Breite vererzt ist, und

Fig. 70.



Von zwei verschiedenen Serpentinbildungen umhülltes, längliches Salitauge. Die mittelste, helle Salitpartie ist zunächst von einer dunkelgrünen Serpentinzone ohne Spuren von Eozoonstruktur umgeben; hierauf folgt mit Magnetitkörnchen gespickter, hellgrüner Serpentin, welcher bei der Erzbildung den das serpentinisirte Skarnauge umgebenden Kalkstein verdrängte. Grube 1. Lupikko ($^1/_3$ d. nat. Gr.)

dass andererseits der Erzkörper sich in nördlicher Richtung zusehends verjüngt. Dasselbe findet auch noch auf der 2. Abbausohle statt, während in grösserer Tiefe wieder beide Feldseiten s. z. s. gleichwertig werden, indem der Erzkörper auch am Kontakte mit dem nördlichen Pegmatitkeile verdickt, seine Mitte aber wiederum stark eingeschnürt erscheint.

Etwas Analoges finden wir ferner im Nordfelde der Grube I, wo das Erz 8 m Breite aufweist, nach S. zu aber immer schmäler

wird. Auch in vertikalem Sinne ist die Mächtigkeit der Erzvorkommen vielen Wechseln unterworfen. So nimmt dieselbe in Grube I (im Schachtprofil) von 6 m am Ausgehenden allmählich bis 2 m auf der 80 m Sohle ab, dagegen wird der Erzkörper andererseits im Schacht III, wie auch aus den Grundrissen ersichtlich, nach unten etwas mächtiger. Alle diese Unregelmässigkeiten erklären sich am einfachsten aus Schwankungen in der Zufuhr der metallhaltigen Lösungen, auch mag die selektive Tätigkeit der letzteren parallel zum Streichen der Kalkschichten geringeren Widerstand, als winkelrecht dazu gefunden haben.

Auf dem Grundrisse der 28 m [1]) und der 43 m Sohle in Grube III ist ferner der wesentliche Unterschied in der Breite des Erzes zu beiden Seiten des grösseren Pegmatitkeiles auf den ersten Blick recht eigentümlich. Man wäre geneigt, diese Erscheinung und ebenso auch die Verschiebung (auf der rechten Seite des Grundrisses der 15 m Sohle) auf eine bedeutende Verwerfung der beiderseitigen Lagerstättenteile zurückzuführen. Und doch steht fest, dass hier weder nach der Pegmatitintrusion, noch nach dem Erzabsatze Bewegungen der betreffenden Kalk-Schieferschollen stattgefunden haben. Nirgends sind nämlich im Pegmatit oder an den Kontakten Rutschflächen oder Harnische zu beobachten, solche fehlen überhaupt durchgehends auch an allen übrigen in den Lupikko-Gruben aufgeschlossenen, durch Pegmatit verheilten Bruchstellen.

Es bleibt daher nur die Annahme übrig, dass die Flüssigkeitszirkulation auf der N.-Seite des Pegmatitganges aus irgend welchen Gründen, die in Zukunft nach genauerer Forschung zu erkennen nicht unmöglich sein dürfte, weniger lebhaft, als auf der entgegengesetzten war. Die Erfahrung während des Abbaubetriebes hat übrigens gezeigt, dass die auf der obersten Sohle nördlich vom vorgenannten Pegmatitgange kaum handbreite Erzlage allmählich bis 2 m Mächtigkeit in c. 50 m Tiefe zunimmt.

Nachdem wir im Vorhergehenden die Grösse, Lage und Form der uns hier hauptsächlich interessirenden Erzkörper besprochen, haben wir uns noch mit ihrer mineralischen Zusammensetzung und mikroskopischen Struktur zu beschäftigen, welche in vielen Beziehungen von den entsprechenden der anderen im oberen Kalkhori-

[1]) Wie leicht einzusehen, aber auf dem Grundrisse irrtümlich nicht zur Darstellung gebracht wurde, setzt der Erzkörper auch auf der N.-Seite des Förderschachtes bis an den Pegmatitgang heran.

zonte gelegenen Lagerstätten des Erzgebietes von Pitkäranta abweichen.

Das Haupterz von Lupikko ist Magneteisenstein, dem sich wie gewöhnlich viel schwarze Zinkblende, demnächst Kupferkies und schliesslich etwas Zinnstein und geringe Mengen Bleiglanz zugesellen. Sonstige, stellenweise recht reichlich einbrechende Sulfide sind Magnetkies, seltener Schwefelkies, Markasit und Arsenikkies. Molybdänglanz wurde nur einmal am Pegmatitkontakt, in Gestalt kleiner hexagonaler Blättchen in derbem Salithornfels eingewachsen, gefunden. Unter den Gangmineralien herrschen entschieden Serpentin und Vesuvian vor, dazu kommen: grünlicher Glimmer, Chlorit, Talk, Scheelit, Kalzit und Fluorit. Weniger häufig sind Pyroxene und Amphibole, sowie Granat und Epidot, welche letzteren beiden, ebenso wie ein nicht gerade seltenes, Chondrodit ähnliches Mineral, sich eigentlich meist nur mikroskopisch zu erkennen geben. Zu den mineralogischen Raritäten gehören schliesslich Helvin und Piemontit [1]).

Überaus charakteristisch ist nun die Anordnung der Sulfide und des Zinnsteins, welcher letztere in nennenswerter Menge nur in Grube I vorkommt, innerhalb des Eisenerzes.

Die Schwefelerze sind nämlich vorwiegend auf eine schmale Lage dicht am Hangenden beschränkt. Fein eingestreut findet man sie zwar auch mitten im Magneteisenerz, namentlich ist Zinkblende dort oft in grossen Mengen vertreten. Die verwertbaren Kupfererze jedoch stammten hauptsächlich aus den hangenden Partieen der Lagerstätte.

Im Gegensatz hierzu ist Zinnstein immer nur im Liegenden des Eisenerzkörpers, d. h. in nächster Nähe des Kalksteins angetroffen worden. Mit der oben angenommenen Entstehungsart der Erzkörper hängt ja zusammen, dass der Übergang vom Erz zum Kalkstein kein schroffer sein kann. Das erstere wird vielmehr allmählich in der Richtung vom Hangenden zum Liegenden ärmer, bis in der Nähe der tauben Kalkschichten nur noch eine Zone von hell- bis dunkelgrünem, mattbrüchigem Serpentin mit spärlichen Flecken und Kristallen von Magnetit ansteht. In dieser Übergangszone von dichtem

---

[1]) Dieses Mineral wurde von Ingenieur H. Herberz im Laboratorium der Universität St. Petersburg mikroskopisch und chemisch untersucht und als Manganepidot bestimmt.

Serpentin liegen nun die oft ganz ungewöhnliche Grösse erreichenden, hellbraunen Zinnsteinkristalle zusammen mit mehr oder weniger Magnetit, Fluorit und Kalzit eingebettet. So scharf getrennt ist das Zinnsteinvorkommen von dem der Schwefelerze, dass man nur äusserst selten Belegstücke findet, in denen beide Erzarten vergesellschaftet sind. So konnte einmal etwas dunkle Zinkblende in dem kleinere Zinnsteinflecke umgebenden Magnetit-Serpentin nachgewiesen werden.

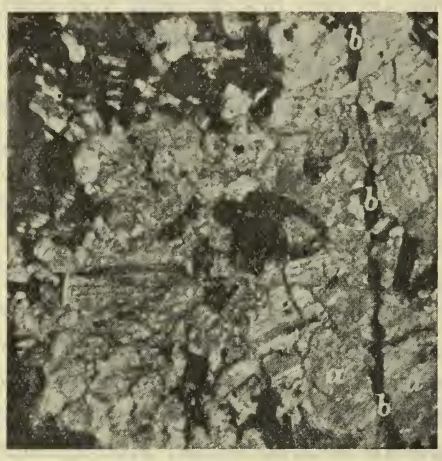
Hauptgangarten des Eisenerzes sind, wie schon angeführt, Serpentin und Vesuvian. Ersterer ist erdig, undurchsichtig und von gelber bis grüner Farbe und meist auf den ersten Blick von dem grünlichgelben, durchscheinenden Ophit zu unterscheiden, welcher die Salitaugen zu umgeben pflegt (s. Fig. 70).

Die Serpentinarten von Lupikko sind sowohl chemisch, wie mikroskopisch von den verschiedensten Forschern untersucht [38, 41, 46, 48 und 127] und unter den Namen Pikrofluit, Metaxoït, Silikomagnesiofluorit u. a. in die mineralogische Literatur eingeführt worden. Im allgemeinen dürfte es sich um feinkörnige, fasrige oder strahlige Gemenge von Serpentin mit Kalzit, Chlorit und Fluorit handeln, welche teils fluoritisirte Umwandlungsprodukte primärer Pyroxen- und Chondroditmineralien darstellen, teils aber auch den Kalkstein verdrängend aus Magnesia-, Fluor- und Kalk-haltigen Lösungen abgeschieden wurden. Sehr oft kann man nämlich bei mikroskopischer Untersuchung einerseits noch Reste der Muttermineralien, Salit oder Chondrodit, innerhalb der Chrysotilmaschen und -balken unterscheiden, andererseits findet man den Serpentin in vielfach verzweigten Adern im Kalkstein, als Ausfüllung kleiner Druckspalten im Erz oder als Bindemittel zwischen Bruchstücken z. B. des Zinnsteins. Ist dann an die Stelle der Serpentinschnüre gelegentlich Magnetit, Kupferkies oder Magnetkies getreten, so entsteht ein eigenartiges Netzwerk von opakem Geäder mit dazwischenliegenden, in polarisirtem Lichte grell aufleuchtenden, von unregelmässigen Rissen durchzogenen, rundlichen Körnern von Salit, bezw. Chondrodit.

Zuweilen beobachtet man auch einheitliche Chondroditindividuen durchsetzende Magnetittrümchen, wie z. B. auf beistehendem Dünnschliffbilde Fig. 71 rechts unten, wo ein fein zwillingslamellirtes Chondroditkorn a-a vom Magnetittrum b-b durchschnitten wird. Spaltenfüllungen wechseln überhaupt auch in Lupikko in regelloser Weise mit metasomatischen Verdrängungsgebilden ab.

So findet man, namentlich im tauben Kalkstein des Liegenden, dieselben fein krustifizirten Magnetitadern (u. a. mit dünnen Lagen des von Hopunwaara erwähnten dunkelgrün durchscheinenden Granates), wie wir sie von Grube 1. Herberz beschrieben und in Fig. 38 abgebildet haben, aber auch andererseits wiederum mit Magnetit in massiger Verwachsung ausgefüllte Spältchen, von denen aus zahlreiche Kriställchen desselben Erzminerales sich im Kalkstein unter Verdrängung des letzteren seitwärts Platz geschaffen haben. Weiter ab vom Spaltrisse werden die Magnetitindividuen immer kleiner und spärlicher, bis schliesslich der Kalkstein nur noch wie mit feinstem Pulver durchstäubt erscheint. Es entsteht auf diese Weise ein im kleinen den Zwitterzonen der Zinnerztrümer in Graniten vollkommen analoges Bild. Ganz unzweideutig oft schon makroskopisch zu erkennen sind die Verdrängungserscheinungen auch bei dem im Lupikko-Felde, ebenso wie der Epidot, recht seltenen Granat und u. d. M. ergeben sich ähnliche Schnitte wie in Fig. 22. In der beistehenden Fig. 72 ist a ein makroskopisch hellbrauner Aplom, der sich bei mikroskopischer Prüfung fein zonarstruirt, von schwachgelblicher Färbung, sowie optisch normal erweist und beinahe vollständig durch Chlorit, Kalzit, sowie Magnetit und die verschiedensten Sulfide ersetzt ist, ohne dass der Granat, wie z. B. in Fig. 23, zertrümmert erscheint. Auch Fluorit ist häufig zugleich mit den Erzen zwischen den Kristallschalen eingedrungen.

Fig. 71.




Chondrodit von Magnetittrum durchsetzt. Grube 3. Lupikko.
a-a = Chondroditindividuum,
b-b = Magnetittrum.
Im übrigen in Serpentinisirung begriffener Chondrodit nebst Magnetit und Fluorit.
Vergr. 1 : 20 + Nik.

Der Vesuvian bildet bald derben, dunkelbraunen Vesuvianfels, bald aus zuweilen ausserordentlich grossen, silberglänzenden, schalig aufgebauten prismatischen Kristallen [55] zusammengesetzte Aggregate, Sonnen und Drusen, welche letzteren gewöhnlich mit

Kalzit, oft aber auch mit verschiedenen Erzmineralien, Fluorit und Helvin [35] ausgefüllt sind. Letzterer ist dann mit Vorliebe zusammen mit Magnetitkriställchen in Gestalt kleiner, rötlichbrauner Tetraëder auf dem Vesuvian aufgewachsen. Von Interesse ist, dass nach einer von H. J. Holmberg [28] mitgeteilten Analyse der Vesuvian von Lupikko 1.06 % $SnO_2$ enthält. Da, wie oben gesagt, der Zinnstein in diesem Grubengebiete niemals zusammen mit Vesuvian angetroffen wird, ist keineswegs ausgeschlossen, dass letzterer so bedeutende Mengen Zinn chemisch gebunden enthält, wie ja bekantlich auch gewisse Feldspäte, sowie Glimmer- und Hornblendearten [123] gelegentlich Spuren dieses Metalls führen. Vielleicht nimmt sich die Mineralchemie in Zukunft der Beantwortung der in erzgenetischer Beziehung wichtigen Frage an [1]), in welcher Verbindung das Zinn im Vesuvian von Lupikko auftritt.

Fig. 72.




Granat teilweise durch Erzmineralien verdrängt. Grube 1. Lupikko.
a = Granat, b = Chlorit, c = Kalzit, d = Magnetit, Zinkblende, Bleiglanz, Pyrit nnd Kupferkies.
Vergr. 1 : 14.

Wir rechneten oben auch den Scheelit zu den gewöhnlicheren Begleitmineralien der Erze, müssen aber hinzufügen, dass er sich mit Vorliebe den Sulfiden zugesellt und daher meist in den hangenden Partieen der Erzkörper, namentlich in Grube I, zusammen mit Arsenikkies und bläulichem Flussspat gefunden wird. In der kompakten schwarzen Zinkblende, welche u. a. als grössere Klumpen im Magneteisenerz auftritt, liegen gelegentlich ebenfalls wasserklare Scheelitkristalle spärlich eingestreut. Der Arsenikkies zeigt bald Kristallform, bald bildet er dendritische Anflüge auf Kluftflächen des Kupfererzes.

[1]) Wir erinnern hier nur an die schönen Resultate, zu welchen Cl. Winkler in Freiberg bei der chemischen Untersuchung der verschiedensten Mineralien und Gesteine auf minimale Spuren von Zinnoxyd gelangte (vergl. d. Referat v. R. Beck in der Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. IV).

Auf die vorerwähnte erzarme Serpentinzone zurückkommend wollen wir uns schliesslich noch mit dem eigenartigen Zinnsteinvorkommen daselbst etwas näher beschäftigen, indem wir vorausschikken, dass stets nur Grube I abbauwürdige Ansammlungen von Zinnerz aufzuweisen gehabt hat. Nur einmal fand ich auf den Halden der Grube III eine kleine Zinnsteindruse in Serpentin-Magnetiterz. In Grube I nun beschränkte sich das Zinnsteinvorkommen auf das Gebiet nördlich vom Förderschachte zwischen der 2. und 5. Abbausohle. Hier wurden manchmal kompakte Erzklumpen von 8—10 kg Gewicht mit den Serpentinmassen zusammen hereingewonnen.

Gewöhnlicher ist jedoch das Auftreten einzelner, bis 7 cm langer, parallelgestreifter Zinnsteinprismen mit 2—3 cm messenden Seiten, zusammen mit viel Kalzit und teilweise auch Fluorit innerhalb des mit Magnetitkriställchen [1]) gespickten Serpentins. Es kommt auch vor, dass letzterer eine pseudoschichtige Anordnung zeigt, wobei dann magnetitreichere Lagen mit Serpentin führenden abwechseln. Ferner können durch schräge Kreuzung solcher Magnetitlagen eckige Zwischenräume entstehen, welche zuweilen mit massig verwachsenem Zinnerz ausgefüllt sind.

Der Zinnstein von Lupikko unterscheidet sich aber nicht nur durch die ungewöhnliche Grösse der Kristallindividuen, sondern auch durch Farbe und mikroskopische Struktur ganz wesentlich von dem bekannten Zinnstein des alten Grubenfeldes von Pitkäranta. Dort werden die dünnen, nadelförmige Kristalle [2]) [17, 20, 52, 88 und 120], welche sich gern zu radialstrahligen Aggregaten gruppiren, selten mehr als 2—3 cm lang, besitzen dunkelbraune bis schwarze Farbe, haben ferner stets ausgeprägte Zonarstruktur und erweisen sich im Dünnschliff meist frei von Interpositionen.

Der Zinnstein von Lupikko ist dagegen gewöhnlich hellbraun, zeigt ausser der gewöhnlichen prismatischen, auch die beim Kas-

[1]) Zuweilen findet man am Magnetit u. d. M. Anzeichen von schaligem Bau, indem hie und da den Kristallkanten parallele Kalzitstreifen innerhalb der opaken Masse hervortreten.

[2]) Bekanntlich tritt der Zinnstein von Pitkäranta in der im ganzen nicht häufigen Form einfacher Kristalle auf. Zwillinge gehören zu den Seltenheiten. Er erinnert darin an dass „Needle Tin" von Cornwall in England (vergl. J. H. Collins, „Om some Cornish Tin-stones and Tin-capels". The Mineralogical Magazine 1882. IV.) Ein ähnliches Vorkommen nadelförmiger, zu Rosetten gruppirter Kassiteritkristalle hat beiläufig M. A. Lacroix aus Indo-China beschrieben („Sur les gisements stannifères de Hin-Boun (Laos)". Bull. Soc. franç. Min. T. 24. 1901).

siterit von Hopunwaara häufige bipyramidale Form und fällt u. d. M. durch die grosse Menge von Einschlüssen auf, die aus Chondrodit, Serpentin, Magnetit, Granat, Apatit und winzigen Nadeln eines ausserordentlich stark lichtbrechenden Minerales (Rutil?) bestehen.

In basischen Schnitten liegen zuweilen regellos verstreut scharfkantige Partieen von Zinnstein, welcher sich durch seine dunklere Färbung von der umgebenden hellbraunen Substanz abhebt. Ersterer gehört offenbar einer älteren Generation an und umhüllt unregelmässige Einschlüsse von Serpentin.

Die Apatit- und Magnetiteinschlüsse ergeben gewöhnlich scharfbegrenzte Kristallschnitte, seltener sind sie gerundet oder mit unregelmässigen, von Serpentin oder Fluorit erfüllten Einbuchtungen versehen. Letztere beobachtet man übrigens zuweilen auch an Durchschnitten von Zinnsteinkristallen, deren Formen weitaus am gewöhnlichsten rundlich oval sind und oft wie geflossen aussehen, indem die Kristallseiten mehr oder weniger konvex gebogen erscheinen.

Nicht immer ist der zonale Bau so scharf markirt, wie bei den Zinnsteinindividuen des alten Grubenfeldes, vielmehr nimmt die Stärke der Färbung allmählich von innen nach aussen ab, ohne dass stets scharf begrenzte, dunklere und hellere Streifen mit einander abwechseln.

Wir haben schon früher von der Ristaus-Lagerstätte verschiedene Erz- und Gangmineralien angeführt, welche in Gestalt gut ausgebildeter Kristalle in derbem Serpentin eingewachsen vorkommen, so vor allem Magnetit, ferner schwarze Zinkblende, Arsenikkies und Scheelit. In Lupikko tritt ausser dem Magnetit und dem Arsenikkies, wie wir sehen, auch Zinnstein, sowie übrigens auch Fluorit in dieser Weise auf und wahrscheinlich wohl wurden alle die genannten Mineralien auf gleichem Wege gebildet. Die Annahme, dass ringsum ausgebildete Kristalle innerhalb eines kompakten Gesteins nur entweder primär gebildet sein können oder aber sekundär zu einer Zeit entstanden sind, wo die sie umgebenden Gesteinsmassen noch eine Art plastischen Zustand besassen, bei welchem sie durch die Kristallisationskraft der sich bildenden Kristalle auseinandergedrängt werden konnten [54], hat schon seit lange der Einsicht weichen müssen, dass selbst in den festesten Gesteinen durch gewisse Verdrängungsprozesse [1]) vollkommen entwickelte Kristalle entstehen kön-

[1]) W. Lindgren: „Metasomatic Processes in Fissure-Veins". Trans. of the Am. Inst. of Min. Eng. 1900.

nen, wobei dann gelegentlich Reste des die Neubildung beherbergenden Wirtes in letzterer eingeschlossen sind. Auch die im Serpentin der Erzlagerstätten von Ristaus und Lupikko eingewachsenen Kristalle von Zinnstein, Sulfiden, Scheelit usw. finden am ehesten eine Erklärung unter Voraussetzung einer derartigen metasomatischen Bildungsweise.

Wir haben somit in Lupikko ein von den früher geschilderten in vielen Beziehungen abweichendes Zinnsteinvorkommen kennen gelernt. Im alten Grubenfelde von Pitkäranta, und zwar im unteren, durch besonderen Zinnreichtum ausgezeichneten Skarnniveau desselben, fanden wir den Zinnstein entweder in den Hohlräumen stark zersetzter, hauptsächlich granitischer Gesteine auskristallisirt oder als Ausfüllung zwischen den Skarn- und Gangmineralien. Unter den gewöhnlichen sogen. Zinnsteinmineralien war dort nur der Scheelit in nennenswerter Menge vertreten; Fluorit kam ausnahmsweise und Arsenikkies überhaupt nicht mit dem Zinnstein zusammen vor. In der Grube Ristaus ferner sahen wir den Zinnstein zusammen mit Silikaten, Arsenikkies, Zinkblende usw. als echte Gangtrümer massiges Magneteisenerz durchsetzen. Auch hier war Flussspat eine grosse Seltenheit, Scheelit trat in bedeutenden Mengen, jedoch wie es scheint nicht in den genannten Zinnsteintrümern auf.

Wenden wir uns weiter den kleinen Zinnsteinvorkomnissen im Grubenfelde von Hopunwaara zu, so fanden wir dort den Zinnstein wiederum lückenfüllend in serpentinösem Magneteisenstein, teilweise in Begleitung von Arsenikkies, Scheelit und Flussspat.

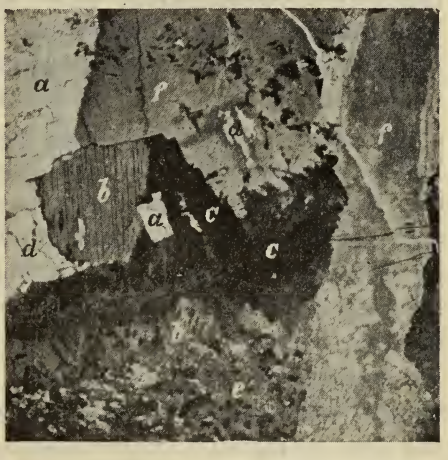
In Lupikko schliesslich fehlen zumeist alle die gewöhnlichen Begleiter des Zinnsteins. In ausserordentlich grossen Individuen findet er sich dort in derbem Serpentin eingewachsen und enthält gewöhnlich massenhafte Einschlüsse von Magnetit und Silikaten. Hier ist somit die metasomatische Natur dieser Art Vererzungsvorgänge ganz augenscheinlich.

Das Grubenfeld von Lupikko liegt etwa 2000 m vom Hauptkontakte des Rapakiwigranites entfernt. Nach dem, was wir S. 97 u. a. a. Stellen über die wahrscheinlichen Verhältnisse dieses Eruptivgesteins in der Tiefe anführten, ist leicht erklärlich, dass auch in Lupikko, ebenso wie in den ja mehr als 3,000 m von der Hauptgrenze des Rapakiwi entfernt gelegenen Herberz-Gruben, Apophysen dieses Granites zu finden sind. Auf dem Grundrisse der 21 m-Sohle, sowie im Längsprofil der Grube 1. Lupikko (Taf. XIX) ist südlich vom Förderschachte das kleine und einzige bis jetzt in Lupikko

beobachtete Rapakiwiaplitvorkommen eingezeichnet. Das Gangtrum hat eigentümlicherweise innerhalb des Kalklagers keine Fortsetzung nach der Tiefe, denn es konnte in den unteren Abbauen nicht mehr nachgewiesen werden.

Die Kontaktverhältnisse des Aplites mit dem Kalkstein einerseits und dem Magneteisenerz andererseits sind genau dieselben, wie in den Herberz- und Klara-Gruben, woher wir auf die früheren Beschreibungen, sowie besonders auf die Fig. 67 zurückverweisen können. In nachfolgendem Dünnschliffbilde (Fig. 73) möge schliesslich noch eine Umwandlung im Rapakiwiaplite der Grube 1. Lupikko gezeigt werden, wie wir sie ähnlich bereits von der Grube 1. Herberz geschildert haben. Der Rapakiwi ist nämlich teils von den Salbändern (c) aus chloritisirt und mit Fluorit durchtränkt, teils aber auch von einem jüngeren, mit Serpentin ausgefüllten Spältchen (f) aus tiefgreifend serpentinisirt worden, sodass von dem ursprünglichen Gestein nur noch äusserst spärliche Reste in der Umwandlungszone erhalten sind. Drusen- und Spaltenausfüllungen von Serpentin sind ja überhaupt, namentlich in den Lagerstätten des oberen Leithorizontes, wie wir mehrfach anzuführen Gelegenheit hatten, eine ganz gewöhnliche Erscheinung (Vergl. Fig. 36).

Fig. 73.




Rapakiwi, teilweise in Serpentin umgewandelt. Grube 1. Lupikko.
a = Rapakiwi, b = Glimmer, c = Chlorit, d = Fluorit, e = Feinkörniges Gemenge von Glimmer und Fluorit, f = Serpentin.
Vergr. 1 : 13.

*Produktion.*

Die Gruben 1. und 3. Lupikko sind, wie aus der Fördertabelle zu ersehen, am längsten von allen Eisenerzgruben des Erzgebietes, d. h. bis zur Einstellung des Betriebes im Jahre 1904, im Gange gewesen und haben daher auch verhältnismässig die bedeutendsten Mengen Erz geliefert. In den ersten Betriebsjahren wurden aus dem Haufwerke noch 2,448 t Magnetitstuferz abgeschieden, späterhin dagegen, d. h. von 1900 ab, ging sämtliches Fördergut nach Abtrennung nur der gröbsten Stücke tauben Gesteins unmittelbar zur

magnetischen Aufbereitung, im ganzen 121,334 t. Ausserdem wurden noch 1,586 t Extraktionskupfererz und 549 t Zinkstuferz gewonnen. Das aus den Abbauen der Lupikko-Gruben geförderte Haufwerk lieferte somit im Mittel 85 % Erz.

Zum Schlusse haben wir uns noch mit der Frage nach den vermutlich im Erzgebiet von Lupikko verfügbaren Erzmengen zu beschäftigen, welche sich ebenso wie in den anderen Eisenerzfeldern unseres Gebietes an der Hand der Magnetometerkarten annähernd berechnen lassen. Die Länge der Maximalintensitätskurven des unteren Erzzuges beträgt zusammen etwa 1,300 m, die der oberen dagegen c. 850 m. Hierbei sind jedoch die kleineren, isolirten Kurvenkomplexe nicht mitgerechnet. Für die Mächtigkeit der Erzkörper des unteren Horizontes nehmen wir, wie bei den anderen Grubenfeldern, ebenfalls nur 1 m, für die der oberen Erzzone aber auf Grund der in den Lupikko-Gruben erhaltenen Werte durchschnittlich 5 m Mächtigkeit an. Am schwierigsten ist auch hier wiederum die Beantwortung der Frage nach dem Tiefgange der Erze. Magnetometrisch liegen die unteren Erzpole, soweit die Beobachtungen im Nordfelde ergeben haben, mindestens 150 m unter der Tagesoberfläche und zu analogen Resultaten führen die Messungen in den tieferen Niveaus des Saigerschachtes 1. Lupikko, worüber wir bereits auf S. 263 sprachen. Wollen wir aber auch in Lupikko keine Vererzung tiefer als 120 m u. T. voraussetzen, so erhalten wir ein verfügbares Erzvolumen von mehr als 650,000 kbm, d. h. c. 2 1/2 Millionen metr. Tonnen magnetisches Aufbereitungserz mit 26 à 28 % Fe.

Stellen wir nun zum Schluss alle unsere für die einzelnen Eisenerzfelder berechneten Zahlen über die Erzreserven zusammen, so ergiebt sich die Summe der streichenden Längen aller Erzkörper zu c. 10 km und ihr Volumen zu 3 Millionen kbm, d. h. etwa 12 Millionen metrische Tonnen Aufbereitungserz. Ganz unbeachtet gelassen sind offenbar bei diesen Berechnungen die im westlichsten Teile des alten Grubenfeldes von Pitkäranta von Grube 2. Meyer bis 200 m im W. von Grube 1. Schwartz, d. h. in c. 800 m Länge hinziehenden Eisenerzstriche, welche quantitativ annähernd dem bis jetzt im ganzen aus dem Erzgebiete von Pitkäranta geförderten eisenerzhaltigen Haufwerk entsprechen dürften. Letzteres Quantum brauchte daher bei den obigen Berechnungen nicht in Abzug gebracht zu werden.

**Chemische Zusammensetzung der hauptsächlichsten Erzarten und Aufbereitungsprodukte.**

Die Zahl vollständiger Analysen von Erzen, sowie von Aufbereitungs- und Hüttenprodukten aus Pitkäranta ist nur äusserst gering. Sie beschränkt sich auf einige wenige Analysen von Kupfer- und Zinkerzen hauptsächlich aus der Zeit vor Einführung des nassen Kupfergewinnungsprozesses, zu welcher, wie leicht erklärlich, die Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der zu verhüttenden Erzmassen von wesentlich grösserer Bedeutung war, als später beim Betriebe des Extraktionswerkes. (S. Tab. 4, Analysen 1—4). Über den mittleren Kupfergehalt der von 1883 bis 1902 chlorirend gerösteten Kupfererze giebt übrigens die Schauliniendarstellung in Fig. 5 näheren Aufschluss.

Was die Zinkerze betrifft, so liess E. Furuhjelm (s. d. historischen Abschnitt) in den Jahren 1879 und 1882 eine sorgfältige Scheidung grösserer Posten von 6. Klee-Erzen vornehmen und die verschiedenen abgetrennten Sorten auf ihren Gehalt an den wichtigsten Metallen: Kupfer, Zink und Blei prüfen. Die Resultate dieser Analysen sind unter N:o 7—10 in der Tabelle 4 eingereiht. Vollständigere Analysen dieser Erzarten giebt es nicht. Bei dem niedrigen Zinkgehalt auch der sorgfältigst geschiedenen Erze, sowie unter Berücksichtigung ihrer starken Verunreinigung mit sowohl Magnetit, als auch chemisch gebundenem Eisen und schliesslich wegen der oft recht bedeutenden Beimengung von Kupferkies, Bleiglanz und z. T. Zinnstein, war es bei dem damaligen Stande der Aufbereitungstechnik offenbar nicht möglich, jene Erze lohnend zu verwerten.

Erst nach Einführung des Laugeprozesses konnte ein Teil der kupferreicheren Zinkerze mit Vorteil verarbeitet werden, zumal da es sich zeigte, dass mit dem Zinkgehalte der Extraktionserze auch der Silbergehalt der Laugen sich ganz bedeutend steigerte [118]. Solange daher das zinkblendehaltige Fördergut aus den östlichsten Weitungsbauen der Grube 4. Omeljanoff, sowie aus den Gruben 6. und 5. Klee noch Hüttenerze mit 1—2 % Cu ergab, wurden letztere, trotz der durch den hohen Zinkgehalt bedingten Verluste an Steinsalz und der aus demselben Grunde wesentlich verlängerten Röstungszeit, der Extraktion unterzogen. Die zinkhaltigen Endlaugen wurden dagegen nicht verwertet, sondern in den Ladoga-See abgelassen

Die Vorräte an kupferarmen Zinkerzen in den Gruben 4. Omeljanoff, 6. Klee und 5. Klee sind zweifellos als recht bedeutend anzusehen und werden sicher mit der Vervollkommnung der technischen Hülfsmittel auf dem Gebiete der Aufbereitung und Verhüttung allmählich gesteigerte Verwendung finden.

Sind nun einerseits unsere Kenntnisse von der chemischen Zusammensetzung der Pitkärantaer Kupfer-, Zink- und Zinnerze und somit auch im allgemeinen des unteren erzführenden Skarnhorizontes äusserst mangelhaft, so liegen andererseits, was die Eisenerze oder mit anderen Worten: hauptsächlich die oberste, vererzte Kalkzone betrifft, eine Menge mehr oder minder vollständiger Analysen vor, deren für die Beschickung wichtigste Werte wir in den Tabellen N:o 1, 2 und 3 zusammengestellt finden.

In der Tabelle der Roherze springt sofort der durch die Beimengung von Sulfiden, vornehmlich Zinkblende bedingte, durchschnittlich hohe Schwefelgehalt in die Augen, welcher bei sorgfältiger Scheidung wohl etwas vermindert werden kann (vergl. Tab. 2), immerhin aber in keiner Weise ein für die Verhüttung im Holzkohlenhochofen unmittelbar anwendbares Magneteisenerz zu gewinnen gestattet, da auch der Phosphorgehalt verhältnismässig hoch zu sein pflegt, während der Eisenprozent sich stets nur zwischen den Werten 40 und 50 bewegt. Hinzu kommt noch die Erfahrung, dass aus dem magnetithaltigen Fördergute, welches übrigens nur in den Jahren 1896 bis 1900 der Grobscheidung auf Stuferze unterworfen wurde, bloss höchstens 17 % (Lupikko, 1899) und im Mittel bei allen Eisenerzgrube nur c. 5 % dieser Sorte abfallen.

Unter solchen Umständen ist es erklärlich, dass allmählich der Versuch, durch mechanische Scheidungsprozesse Hüttenerze aus dem eisenerzhaltigen Haufwerke der Gruben zu gewinnen, aufgegeben und schliesslich, d. h. vom Jahre 1901 an, das sämtliche Material der Eisenerzkörper der magnetischen Aufbereitung unterworfen werden musste.

Die Hauptresultate der letzteren sind aus Tab. 3 zu ersehen. Wir müssen zugeben, dass auch in diesen Schliechprodukten einer durch mehrfache Zerkleinerungsprozesse vorzüglich aufgeschlossenen Roherzmasse noch verhältnismässig grosse Mengen Phosphor und Schwefel verblieben sind, ein Beweis dafür, dass sowohl der Apatit, als auch die Schwefelmetalle, in ungemein feinverteilter Form im Magnetit auftreten, was übrigens auch bei der mikroskopischen Untersuchung, namentlich der feinkrustifizirten Erzarten aus den Klara-

Gruben, sofort auffällt. Man braucht sich da nur das 15-fach vergrösserte Dünnschliffbild in Fig. 66 genauer anzusehen, um vom oben Gesagten überzeugt zu werden und zur Einsicht zu kommen, dass allein eine bis aufs äusserste getriebene Aufschliessung des Rohmateriales in diesem Falle zum angestrebten Ziele führen kann, einen nahezu phosphor- und, je nach dem Magnetkiesgehalt des Haufwerkes, möglichst schwefelfreien Magnetitschliech zu gewinnen. Mit Hinsicht auf die Analysen sei schliesslich noch bemerkt, dass wir häufig bei den ärmeren Roherzen ein Überwiegen des Gehaltes an Kalk über den an Magnesia beobachten können, was offenbar, wie z. B. bei den Analysen N:o 1—3 und 7 der Tabelle 1 eine Folge der wesentlich aus Salit und anderen Kalkmagnesia-, sowie Kalktonerdesilikaten aufgebauten Skarn- und Gangarten ist. Mit zunehmendem Eisengehalte aber steigt — dies lehrt ein Vergleich mit den Stuferzen (Tab. 2) — zugleich auch der Magnesiagehalt, welcher übrigens bei den Magnetitschliechen ebenfalls gewöhnlich höher als der Kalkgehalt zu sein pflegt. Wir sahen bereits früher bei der Beschreibung der Erze des oberen Leithorizontes, dass ihre Gangarten in der Hauptsache aus Magnesiasilikaten zusammengesetzt sind, ja dass überhaupt die ganze Vererzung durch Magnetit in der Regel mit einer durchgreifenden Serpentinisirung und Chloritisirung der ursprünglichen Kalk, bezw. Skarnmassen verbunden gewesen ist. Daher ist es auch erklärlich, dass zusammen mit dem Magnetit vorwiegend magnesiahaltige Gangmineralien einbrechen, welche Tatsache in den Analysen der Stuferze und Schlieche ihren chemischen Ausdruck findet.

Nach den Aufbereitungsjournalen der letzten Betriebsjahre betrug der durchschnittliche Eisengehalt des im neuen magnetischen Aufbereitungswerke von Ristiniemi verarbeiteten Roherzes c. 27 %. Mit Berücksichtigung des geringen Quantums in den Silikaten und Sulfiden gebundenen Eisens können wir somit den Magnetitinhalt der Eisenerzkörper rund auf $^1/_3$ schätzen und müssen zugleich einsehen, welch ungeheuere Mengen von Kieselsäure, sowie Talk- und Tonerde (neben Fluor u. a. Kristallisatoren) denjenigen Teilen der Kalklager zugeführt worden sein müssen, die wir jetzt als Eisenerzlagerstätten vor uns haben. Da ferner solche Silikatisirungsprozesse, wenigstens in den oberen Erzniveaus, nachweislich stets in Verbindung mit reichlicher Zufuhr von Eisen (in geringerem Grade auch von Zink, Kupfer u. a. Metallen) stattgefunden haben, so erscheint die Natur aller dieser Vererzungsvorgänge in hellstem Lichte, umsomehr wenn

**Tab. 1. Analysen von Magneteisenstein-Roherzen.**

(Generalproben).

| N:o | $SiO_2$ | Fe | Mn | $Al_2O_3$ | CaO | MgO | P | S | Cu | Zn | Glüh-verlust | Aus Grube: |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 36.40 | 23.96 | 0.61 | 4.58 | 16.60 | 4.45 | 0.055 | 0.150 | — | 0.05 | 4.10 | 2. Schwartz |
| 2. | 16.20 | 39.00 | 0.52 | 10.28 | 11.20 | 3.92 | 0.072 | 1.410 | — | — | 2.50 | 2. Meyer |
| 3. | 25.45 | 29.30 | 0.50 | 5.93 | 11.45 | 7.61 | 0.056 | 1.800 | — | 0.62 | 2.70 | „ „ |
| 4. | 11.82 | 46.73 | 0.51 | 3.56 | 4.45 | 7.90 | 0.100 | 1.940 | — | — | — | „ „ |
| 5. | 13.60 | 43.86 | 0.51 | 2.00 | 5.10 | 9.11 | 0.113 | 1.110 | — | — | — | „ „ |
| 6. | 24.50 | 25.92 | 0.35 | 7.99 | 6.25 | 12.34 | 0.061 | 3.490 | 0.84 | 1.61 | 4.30 | 4. Omeljanoff |
| 7. | 20.60 | 27.89 | 0.46 | 8.43 | 14.53 | 7.24 | — | 3.470 | — | 3.57 | 3.60 | Toiwo |
| 8. | 15.00 | 36.54 | 0.46 | 1.83 | 4.26 | 12.45 | 0.089 | 4.460 | — | 4.81 | 5.60 | Ristaus |
| 9. | 24.55 | 23.55 | 0.55 | 10.00 | 12.65 | 11.25 | 0.078 | 1.510 | — | — | 5.00 | 1. Herberz |
| 10. | 16.00 | 19.69 | 0.38 | 4.40 | 29.10 | 8.80 | 0.088 | 0.068 | — | — | 2.20 | Tagebau Hopunwaara |
| 11. | 17.25 | 17.14 | 0.47 | 6.82 | 31.45 | 5.50 | 0.091 | 0.082 | — | — | 2.92 | „ „ |
| 12. | 20.55 | 28.99 | 0.53 | 6.30 | 12.30 | 10.75 | 0.105 | 0.700 | — | — | 5.50 | 1. Klara |
| 13. | 16.68 | 35.45 | 0.45 | 3.88 | 7.30 | 10.68 | 0.095 | 1.720 | — | — | — | Lupikko |
| 14. | 23.25 | 25.98 | 0.47 | 7.65 | 12.29 | 10.37 | 0.099 | 1.000 | — | 0.72 | 5.25 | „ |

**Tab. 2. Analysen von Magneteisenstein-Stuferzen.**

(Generalproben von ganzen Barkenladungen à c. 300 t).

| N:o | | $SiO_2$ | Fe | Mn | $Al_2O_3$ | CaO | MgO | P | S | Cu | Zn | Glüh-verlust | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 1897 | 12.40 | 50.37 | 0.33 | 1.45 | 3.72 | 8.77 | 0.061 | 0.32 | 0.182 | 0.61 | 1.28 | |
| 2. | 1898 | 14.96 | 42.47 | 0.36 | 3.61 | 4.45 | 11.53 | — | — | 0.096 | — | 2.57 | Hauptsächlich Erze aus der unteren Zone von Grube 1. Schwartz bis zur Grube Edward Meyer. |
| 3. | „ | 11.88 | 47.05 | 0.38 | 3.03 | 3.35 | 8.90 | — | — | 0.170 | — | 2.58 | |
| 4. | „ | 11.24 | 44.08 | 0.77 | 2.39 | 4.17 | 9.91 | — | — | 0.160 | — | 2.53 | |
| 5. | „ | 15.44 | 45.80 | 0.37 | 2.95 | 5.01 | 8.47 | 0.047 | 0.85 | 0 160 | 1.32 | 0.87 | |
| 6. | „ | 16.50 | 44.57 | 0.33 | 3.43 | 4.53 | 8.88 | 0.047 | 0.71 | 0.160 | 1.03 | 0.57 | |
| 7. | „ | 11.86 | 49.66 | 0.51 | 2.46 | 3.15 | 8.65 | — | — | 0.080 | 1.41 | 2.72 | Im wesentlichen Erze der oberen Zone, und zwar aus den Gruben 1. Herberz, 1. und 2. Klara und 1. und 3. Lupikko. |
| 8. | „ | 12.10 | 47.25 | 0.52 | 2.96 | 3.88 | 9.58 | 0.064 | — | 0.064 | 1.23 | 3.12 | |
| 9. | „ | 14.60 | 44.97 | 0.58 | 3.55 | 4.69 | 10.35 | — | — | 0.064 | — | 1.15 | |
| 10. | „ | 10.41 | 45.56 | 0.41 | 2.31 | 4.30 | 12.46 | — | — | 0.080 | 0.53 | 5.21 | |
| 11. | „ | 13.50 | 45.12 | 0.50 | 1.70 | 4.89 | 11.34 | — | — | 0.128 | 1.62 | 2.41 | |
| 12. | „ | 15.94 | 39.18 | 0.44 | 2.90 | 5.60 | 15.04 | 0.062 | 0.79 | 0.080 | 1.25 | 2.19 | |
| 13. | „ | 16.80 | 40.30 | 0.49 | 2.60 | 4.28 | 15.16 | 0.078 | — | 0.088 | — | 2.94 | |
| 14. | 1899 | 10.60 | 48.22 | 0.47 | 3.22 | 3.40 | 10.30 | 0.078 | 0.75 | 0.064 | 1.13 | — | |
| 15. | 1900 | 11.50 | 50.63 | 0.63 | 1.36 | 2.60 | 7.64 | 0.061 | 0.27 | 0.030 | 0.53 | — | |

**Tab. 3. Analysen von Magnetitschliechen aus den drei magnetischen Aufbereitungswerken.**

(Generalproben von ganzen Barkenladungen à c. 400 t).

| N:o | | $SiO_2$ | Fe | Mn | $Al_2O_3$ | CaO | MgO | P | S | Cu | Zn | Glüh-verlust | $H_2O$ | Dargestellt aus Roherzen: |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | 1897 | 5.46 | 63.90 | 0.27 | 0.28 | 2.38 | 2.81 | 0.022 | 0.11 | 0.07 | — | — | 7.2 | der Schwartz-Meyer-Gruben. |
| 2. | 1898 | 7.02 | 59.67 | 0.54 | 0.66 | 2.12 | 5.54 | — | — | — | — | 0.48 | 7.0 | teils des alten Grubenfeldes, teils der neuen Erzfelder (hauptsächlich Lupikko). |
| 3. | „ | 7.92 | 59.54 | 0.37 | 0.22 | 2.08 | 4.72 | 0.023 | 0.45 | 0.21 | 0.42 | 1.60 | 7.0 | |
| 4. | „ | 7.40 | 61.90 | 0.39 | 1.01 | 1.73 | 3.43 | — | 0.49 | 0.16 | — | 1.20 | 7.4 | |
| 5. | „ | 7.46 | 60.74 | 0.36 | 0.63 | 1.01 | 4.51 | — | — | 0.16 | — | 0.60 | 7.7 | |
| 6. | 1899 | 6.72 | 60.57 | 0.45 | 0.23 | 2.04 | 5.00 | 0.036 | 0.87 | 0.10 | 0.64 | — | 7.5 | |
| 7. | „ | 6.10 | 62.68 | 0.40 | 0.93 | 1.70 | 3.78 | 0.028 | 0.57 | 0.14 | 0.33 | — | 11.2 | |
| 8. | „ | 6.60 | 62.05 | 0.53 | 1.06 | 2.08 | 3.60 | 0.031 | 0.53 | 0.17 | 0.60 | — | 8.0 | |
| 9. | „ | 6.80 | 60.18 | 0.51 | 1.04 | 1.68 | 5.33 | 0.033 | 0.33 | 0.09 | 0.30 | — | 7.9 | |
| 10. | 1900 | 5.64 | 60.60 | 0.55 | 0.95 | 1.85 | 4.55 | 0.028 | 0.37 | 0.06 | 0.32 | — | 6.8 | |
| 11. | 1901 | 6.25 | 55.65 | 0.38 | 3.62 | 3.05 | 7.14 | 0.028 | 0.32 | 0.05 | 0.37 | 1.30 | — | der 1. Herberz-Grube. |
| 12. | „ | 5.20 | 59.80 | 0.33 | 2.59 | 2.40 | 4.69 | 0.029 | 0.21 | 0.06 | Sp. | 1.20 | — | der Klara-Gruben. |
| 13. | „ | 4.60 | 61.25 | 0.42 | 2.32 | 1.40 | 4.25 | 0.025 | 0.35 | 0.04 | 0.37 | 1.10 | — | der Lupikko-Gruben. |

wir an die eigenartigen Erzschläuche von Hopunwaara denken, bei denen Erz- und Gangmineralbildung in ganz unverkennbarer Weise Hand in Hand gegangen sind.

Die Analysen N:o 10 und 11 der Tabelle 1. geben übrigens eine annähernde Vorstellung von der Zusammensetzung jener Schlauch-erze, wonach hier durchschnittlich nur etwa $^1/_4$ aus Magnetit, der Rest dagegen, wie wir bereits bei Erörterung der Schlauchgebilde von Hopunwaara anführten, wesentlich aus Fluorit (c. 10 %) und Kalktonerdesilikaten besteht, während ausnahmsweise der Gehalt an Mg etwas zurücktritt, sodass wir hier wieder mehr an die Zusammensetzung der typischen Skarnerze erinnert werden. Mit letzteren dürfen wir jedoch nach dem früher Gesagten die in Rede stehenden Silikatgemenge nicht verwechseln.

**Tab. 4. Analysen einiger Kupfer- und Zinkerze.**

| N:o | | Cu | Zn | Fe | Pb | Sn | S | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | CaO | MgO | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | Kupfererze: | | | | | | |
| 1. | 1848 | 4.35 | — | — | — | — | — | 41.86 | 1.83 | 19.48 | 3.49 | 4. Omeljanoff (?) |
| 2. | 1879 | 1.90 | — | 1.73 | — | — | 1.97 | 43.00 | 4.30 | 16.88 | 14.93 | 4. Omeljanoff. |
| 3. | „ | 1.30 | 6.18 | 6.50 | — | — | 10.69 | 24.65 | 2.70 | 11.95 | 7.14 | 6. Klee. |
| 4. | „ | 2.79 | — | 3.73 | — | — | 4.40 | 41.25 | 4.05 | 18.72 | 11.14 | 1. Klee. |
| 5. | 1901 | 6.34 | 4.99 | 15.65 | — | — | 10.78 | 23.05 | 14.40 | 6.15 | 12.99 | Ristaus. |
| 6. | 1902 | 1.15 | — | 18.76 | — | — | 24.80 | — | — | 2.53 | 2.10 | Lupikko. |
| | | | | | | Zinkerze: | | | | | | |
| 7. | 1878 | 0.33 | 28.97 | 8.47 | 4.71 | 0.51 | 18.36 | 27.99 | — | — | — | 6. Klee. |
| 8. | 1879 | 0.41 | 31.06 | 26.91 | — | — | 22.65 | — | — | — | — | „ |
| 9. | „ | 0.36 | 18.58 | 23.17 | — | — | 12.36 | — | — | — | — | „ |
| 0. | „ | 1.12 | 13.13 | 27.58 | — | — | 12.64 | — | — | — | — | „ |

## Sonstige Erzvorkommen in der weiteren Umgegend.

Schon lange vor Entdeckung der ersten Spuren von Erz in der Nähe des Dorfes Pitkäranta waren im nordwestlichen Teile des Schärenhofes 2 km im S. vom Dorfe Mursula, sowie an der Nordspitze der Insel Wuoratschunsaari Vorkommen von Bleiglanz bekannt, welche zu verschiedenen Zeiten genauer untersucht, aber stets nicht bauwürdig befunden wurden. In der Tat handelt es sich dort über-

all um ganz schmale Quarzgänge, in denen etwas silberhaltiger Bleiglanz mit Spuren von Kupferkies, sowie meist etwas reichlicher Schwefel- und Magnetkies eingestreut vorkommen. An eine lohnende Bearbeitung dieser Erzflecke kann auch nicht im entferntesten gedacht werden!

Ringsum die kleine Granitgneisskuppe von Heposelkä (=Pferderücken) ist seit 1860 in dem an mehreren Punkten zu Tage tretenden Skarnlager (s. d. Übersichtskarte) recht fleissig auf Kupfererze geschürft worden, wovon die ausgedehnten Halden daselbst Zeugnis ablegen. Während der Zeiten der „Pitkäranta-Compagnie", dann Mitte der 70-er Jahre unter L. Joffriaud und schliesslich zu Beginn der zweiten Blüteperiode Pitkärantas sind bei Heposelkä meist während des Sommers geringe Mengen von Kupfererz aus den gesprengten, vorwiegend Schwefelkies eingestreut enthaltenden Gesteinsmassen ausgeschieden und zur Schmelzhütte in Pitkäranta transportirt worden. Obgleich das stets äusserst kupferarme Erz natürlich recht teuer zu stehen kam, war es doch wegen seines hohen Flussspatgehaltes in der Hütte sehr beliebt, zumal nachdem 1865 die Grube 1. Klee mit ihrem fluoritreichen Skarn vollständig abgebaut war und nur die strengflüssigen Erze des mittleren Grubenfeldes zur Verfügung standen.

Der Skarn von Heposelkä erinnert auffallend an den der Omeljanoff-Gruben; feinkörniger bis grobspatiger Salit und lichter Strahlstein setzen ihn im wesentlichen zusammen. Hierzu tritt oft schwarzer Granat und dunkelgrüner Epidot [44, 53 und 64], welche wohl ebenso wie die sicher nachträglich mit den Erzen eingewanderten Mineralien Quarz (vorwiegend Prasem), Kalzit und Fluorit z. T. zu den Gangarten zu rechnen sind. Unter den Erzmineralien herrscht zweifellos Schwefelkies vor, weniger häufig ist Kupferkies und recht selten scheint dunkle Zinkblende vorzukommen. Im südöstlichsten Teile der elliptischen Aufschlusslinie des Skarnhorizontes trifft man auch stellenweise grössere Ansammlungen von derbem, dichtem Roteisenstein, welcher hier nicht selten massigen Granatfels so durch und durch erfüllt, dass derselbe häufig nur noch im Dünnschliff oder auf angeäzten Flächen dadurch kenntlich wird, dass die ausgeprägt schalige Struktur des Aploms hier scharf hervortritt. Äusserst regelmässig begrenzte Kristallschnitte von Apatit heben sich ferner hie und da aus der rötlichgelben, fein zonarstruirten Granatmasse ab, und gelegentlich füllt Kalzit Lücken zwischen ihren Kristallschalen aus.

Ausser bei Heposelkä sind auch in dem Seite 78 erwähnten Skarnlager an der Nordspitze der östlichen Spezialfalte des Heposelkä-Massivs geringfügige Mengen von Kupfer-, Schwefel- und Magnetkies erschürft worden.

Während nun die zuletzt geschilderten Vorkommen in der Heposelkä-Gegend sozusagen auf normaler Lagerstätte aufsetzen, finden sich im eigentlichen Erzgebiete andererseits auch ausserhalb der Leithorizonte stellenweise geringwertige Erzimprägnationen, sowohl in den Schiefern, als auch in den Graniten, bezw. Pegmatiten.

Von den im Zusammenhang mit der Greisenumwandlung stehenden Vererzungsspuren im Granitgneiss (Schurfschacht Franziska), sowie im Rapakiwigranit (östlich von Grube 1. Klara) war bereits früher die Rede. Ferner führten wir bei Besprechung des mittleren Teiles des alten Grubenfeldes die gangförmigen Zinkblende- und Bleiglanzvorkommen im hangenden Hornblendeschiefer der Grube 6. und 5. Klee an. Hinzuzufügen wäre noch, dass sowohl in den letztgenannten Schiefern, als auch in der Glimmerschieferformation, weitab von den Erzhorizonten Einsprengungen von Schwefel-, seltener von Kupfer-, namentlich aber von Magnetkies im allgemeinen eine recht gewöhnliche Erscheinung sind. Das letztgenannte Kiesmineral verursacht sogar im Schiefergebiet, z. B. in der Muldenmitte zwischen den Herberz-Gruben und dem Hopunlampi-See, sowie auch zwischen dem Lupikko-Felde und der Poststrasse strichweise sehr kräftige magnetische Deviationen, welche einige Male zu weitläufigeren Untersuchungen mittels Schurfschächten und Diamantbohrungen Veranlassung gaben, deren Resultate aber durchgehends negativ ausfielen.

Halbwegs zwischen der Poststrasse und den Lupikko-Gruben, d. h. etwa 1 km im S.W. von den letztgenannten, haben wir schliesslich auch eine sehr charakteristische Erzimprägnation im Pegmatit zu verzeichnen. An dieser Stelle beobachtet man nämlich in dem aus mehreren kleinen Schurfschächten [1]) geförderten Haldenmaterial ausser den gewöhnlichen Kiesen auch Zinkblende, sowie ferner etwas Magnetit und reichlich Fluorit in den Zwischenräumen der den Pegmatit aufbauenden Mineralien. Auch hier kommt somit der Magnetit, ganz wie die Sulfide und der Flussspat, wenn auch den letzteren gegenüber in zurücktretender Menge, zweifellos als Gangmineral vor.

[1]) Diese vier kleinen Schürfe wurden zuletzt anfangs der 80-er Jahre versuchsweise eine kurze Zeit bearbeitet, aber nicht bauwürdig befunden.

Die magnetometrischen Untersuchungen längs der Hauptleithorizonte sind seit dem Jahre 1894 natürlicherweise auch auf die ausserhalb des zu den Gruben gehörigen Grundbesitzes gelegenen Kalk-Skarnzonen (vergl. Fig. 2) ausgedehnt und dabei u. a. vom Lupikko-Grubenfelde an, den Südrand des Lupikko-Massivs entlang bis zur Rapakiwigrenze, sowohl über dem unteren, als auch über dem oberen Leitlager, an einer Stelle sogar auf Granitgneissgebiet, bald kürzere, bald langausgedehnte isodynamische Kurvenzüge festgelegt worden.

Besonders das letztgenannte Vorkommen im Granitgneiss, c. 600 m westlich vom Uuksunjoki, ist in erzgeologischer Hinsicht von höchstem Interesse. Trotzdem die geringe Stärke des hier herrschenden Magnetismus, noch dazu bei ganz schwacher Erdbedeckung, keine Hoffnung auf bauwürdige Erzmassen aufkommen liess, wurde hier doch eine nähere Untersuchung vorgenommen, welche die eigentümliche, nach den früher geschilderten Erfahrungen beim Grubenbetriebe in den eigentlichen Erzfeldern jedoch keineswegs unerwartete Tatsache ergab, dass selbst der Granitgneiss unter Umständen zum Träger des Magneteisensteins werden kann. In nächster Nähe eines ersteres Gestein durchsetzenden, feinkörnigen, quarzporphyrischen Rapakiwiganges (s. d. Übersichtskarte) ist dasselbe nämlich so reichlich mit Magnetit gespickt, dass, wie gesagt, recht kräftige Ablenkungen der Neigungsnadel in seiner Umgebung zu stande kommen, während der Granitgneiss ja sonst im allgemeinen zu den unmagnetischsten Gesteinen des ganzen Erzgebietes gehört.

Ausser um das Lupikko-Massiv sind in diesen südöstlichsten Teilen des Erzgebietes schliesslich noch auf der Ostseite der nördlichen Spitze des Uuksu-Massivs, an der Grenze des Granitgneisses und der Hornblendeschieferformation, d. h. da, wo das Ausgehende der untersten Kalk-, bezw. Skarnzone unter der hier wahrscheinlich ziemlich bedeutenden Geschiebedecke vermutet werden kann, kleinere magnetische Zentren bis hin zum Uuksunjoki-Flusse nachgewiesen worden. Ohne Erfolg geblieben sind dagegen bis jetzt die magnetometrischen Untersuchungen rings um die Granitgneissmassive von Heponselkä und Puusunsaari, was umsomehr auffällt, als letztere, oder z. T. wenigstens die ihnen aufgelagerten, obersten Kalk-Skarnzonen, von den erzreichsten Partieen des alten Grubenfeldes von Pitkäranta, bezw. des Lupikko-Feldes nicht viel weiter entfernt liegen, als die Nordspitze des Uuksu-Massivs von den südlichsten Teilen des Lupikko-Massivs. Weniger kann es dann verwundern, dass die

weitab vom eigentlichen Erzgebiete von Pitkäranta am Nordrande des Schärenhofes um die Buchten von Mursulanlahti, Haukkalahti und Koirinojanlahti hinstreichenden Kalk-Skarngürtel, soweit beobachtet werden konnte, frei von magnetischen Anomalien sind und dass auch im Haukkaselkä-Tale, sowie nördlich davon in der Umgegend des Dorfes Kitelä, keinerlei Ablenkungen der Neigungsnadel zu stande kommen.

Im Jahre 1897 wurden auf Veranstaltung der geologischen Landesanstalt die Gegenden im N. der Stadt Sortawala, sowie um die Kirchdörfer Impilahti und Kitelä magnetometrisch untersucht [112] und bei dieser Gelegenheit, teils von eingestreutem Magnetkies verursachte, vielfach wechselnde Nadelablenkungen innerhalb der Glimmerschiefergebiete beobachtet, teils aber stellenweise auch sehr regelmässige magnetische Kurvenzüge festgelegt. So u. a. bei Juankoski (s. Fig. 11), und zwar an den Durchschnittspunkten des das kleine Granitgneissmassiv bogenförmig umgebenden Hornblendeschiefermantels mit der Rapakiwigranitformation. An dem südlichen Kontakte war nämlich bei den vorhergehenden Forschungen ein schmales Lager von ziemlich reinem Magneteisenerz anstehend gefunden worden, welches die grösste Ähnlichkeit mit den Erzen der unteren Skarnzone des Grubenfeldes von Hopunwaara besitzt. Hiervon konnte ich mich bei Gelegenheit von geologischen Revisionsuntersuchungen in der Umgegend des Granitgneissmassivs von Juankoski im Jahre 1906 durch den Augenschein überzeugen. Das Erz setzt dort ebenfalls in einem stark metamorphosirten Kalklager an der Grenze des Granitgneisses mit der Strahlstein-Hornblendeschieferformation auf.

Unter der vorläufigen Annahme einer bestimmten [1]), später noch zu erörternden genetischen Ursache für die auf den ersten Blick höchst merkwürdige Tatsache, dass zwar rings um das gewaltige Granitgneissmassiv im N.W. vom Dorfe Kitelä nirgends auf das Vorhandensein von Magneteisensteinvorkommen hindeutende magnetische Ablenkungen zu verzeichnen sind, während bei Juankoski gerade an denjenigen (übrigens nahezu $3\,^1/_2$ km von einander entfernten) Punkten Eisenerze auftreten, wo die Kalk-(Skarn)zonen vom Rapakiwimassiv durchschnitten werden, unternahm ich es im Herbst und

[1]) Die Grundzüge dieser Erzbildungshypothese wurden, wie bereits in der Einleitung gesagt, zum ersten Male bei Gelegenheit des Naturforscherkongresses in Helsingfors im Jahre 1902 dargelegt [111 und 115].

Winter des Jahres 1901 auch die c. 5 km im S. von dem südlichsten der obenangeführten Schnittpunkte bei Juankoski gelegenen Kontakte beim Berge Keliwaara magnetometrisch zu untersuchen. Hierbei konnte ich nun auch hier über dem in N.W.-S.O. streichenden unteren Leithorizonte, vom Rapakiwikontakt an in c. 2,000 m Länge, eine fast ununterbrochene Reihe von äusserst regelmässigen Kurven umgebener magnetischer Zentren einmessen, welche jedoch nicht weiter als bis zu obenangeführter Entfernung vom Granit fortzusetzen scheinen; wenigstens sind alle weiteren magnetischen Schürfungen entlang der aus geologischen Gründen zu vermutenden Fortsetzung der Kalk-(Skarn)zonen in der N.W.-Richtung bis jetzt erfolglos geblieben [117].

Überblicken wir zum Schlusse speziell nur auf unserer geologischen Übersichtskarte des Erzgebietes von Pitkäranta die allgemeine Anordnung der Erzlagerstätten so ergiebt sich, dass die dieselbe in der N.W.-S.O.-Richtung durchschneidende Poststrasse von Impilahti nach Salmi s. z. s. die Grenze bildet zwischen einem östlichen, durch weitausgedehnte Erzvorkommen ausgezeichneten und einem westlichen, ganz auffallend erzarmen Gebiete, welches letztere jedoch in geologischer Beziehung dem erstgenannten vollkommen analog beschaffen ist, da sowohl die stratigraphischen, als auch die tektonischen Verhältnisse, wie wir sahen, hier wie dort im grossen und ganzen dieselben sind und ferner granitische, bezw. pegmatitische Intrusionen auch im westlichen Teile der Karte nirgends fehlen.

Es wird nun im folgenden unsere Aufgabe sein, eine Erklärung für die oben dargelegten Eigentümlichkeiten der Erzverteilung im vorliegenden Lagerstättendistrikte zu suchen, nachdem wir vorerst die historische Entwicklung der verschiedenen Auffassungen über die Entstehung der Erzlagerstätten von Pitkäranta einer näheren Betrachtung unterzogen haben.

## Ältere und neuere Ansichten über die Entstehung der Erzlagerstätten von Pitkäranta.

Obgleich die bis etwa zur Mitte des vergangenen Jahrhunderts herrschenden Auffassungen über die Genesis der hiesigen Erzvorkommen kaum anderes als historisches Interesse beanspruchen können, dürfte immerhin eine kurze Übersicht der damaligen Anschauungen aus dem Grunde angebracht sein, weil dadurch die grossen Schwierigkeiten, welche von jeher der genetischen Deutung von Erzlagerstätten dieses Typus entgegenstanden, in ein klareres Licht gestellt werden. Sind doch auch jetzt die Ansichten der hervorragendsten Forscher auf diesem Gebiete noch keineswegs geklärt; und so schwankt denn derjenige, welcher sich in Pitkäranta ein möglichst vollständiges Bild von der Entstehung des die Erze bergenden Substrates einerseits, und des Ursprungs der letzteren andererseits, machen will, zwischen den vielen so grundverschiedenen Erzbildungstheorien, welche für Lagerstätten dieser Art nicht nur in verschiedenen Ländern, sondern auch für naheliegende Vorkommen eines und desselben Erzdistriktes [128] geltend gemacht worden sind. Ein Beweis dafür, dass unsere Kenntnisse von der Geologie dieser Erzvorkommen, wie J. H. L. Vogt[1]) mit Recht sagt, sich noch auf einem ziemlich provisorischen Standpunkte befindet, woher auch im allgemeinen unsere theoretische Stellung zur Frage, eben weil auf diesem Gebiete arbeitende Fachleute nicht an stillstehenden Überlieferungen festzuhalten pflegten, häufig wechseln müsse.

Dass diese Veränderungen der Ansichten keinerlei Einfluss auf den Bergbaubetrieb in den einzelnen Erzdistrikten der Erde gehabt haben, weiss wohl jeder Fachmann. Diese Einsicht darf jedoch nicht, wie es leider häufig beim praktischen Bergmanne der Fall

[1]) De lagformigt optraedende jernmalmforekomster af typus Dunderland etc. Geolog. Fören. Förhandl. 1894. H. 4.

ist, zu Gleichgültigkeit erzgenetischen Fragen gegenüber verleiten. Was die Erzlagerstätten von Pitkäranta betrifft, werden wir gerade zu zeigen suchen, von wie hervorragender praktischer und ökonomischer Bedeutung hier die Erwerbung einer allen Erfahrungen und Beobachtungen gerecht werdenden genetischen Auffassung ist und wie wertvoll in dieser Hinsicht das Zusammenarbeiten von Theorie und Praxis sein könnte.

G. Jossa [6] ist meines Wissens der erste, welcher sich über die Art des Erzvorkommens von Pitkäranta näher äussert. Er hält das Salit-Granatlager mit Fuhrmann [4] für einen Gang, welcher in einem zuweilen durch Aufnahme von Glimmer schiefrig und gneissig entwickelten Granitgestein aufsetzt und dessen Erze ungefähr gleichzeitig mit den Gangmineralien entstanden sind. Ob auf wässrigem oder auf schmelzflüssigem Wege, geht aus Jossas kurzen Angaben nicht klar hervor. Noch undeutlicher spricht sich L. Blöde [7] darüber aus. Nach ihm wäre das aus Granat, Malakolith, Grünstein(?), ferner Quarz, Glimmer und Feldspat in abwechselnden Lagen aufgebaute und von den verschiedensten Erzmineralien begleitete „Lager" plutonischer Entstehung, „eine gleichzeitige Bildung mit Granit" und ein Seitenstück zu der Kupfererzlagerstätte von Orijärwi in Südwestfinnland. Soboleffski [8] war offenbar derselben Ansicht. Auch J. Durocher [11 und 12] scheint sich eine ähnliche syngenetische Entstehungsweise der Erze von Pitkäranta vorzustellen, wenigstens was den Magnetit und den Zinnstein betrifft, welche er als gleichzeitig mit dem dioritischen Gestein — so bezeichnet er unseren Skarn — entstanden auffasst, während die Schwefelmetalle, zumal da sie sich auch weitab von den eigentlichen Erzlagerstätten in den Schiefern eingestreut fänden, möglicherweise später, nachdem der Diorit schon erstarrt war, durch „elektrochemische" Prozesse zugeführt worden sein dürften. Jedenfalls könne A. Daubrées Theorie von der Bildung des Zinnsteins in Zusammenhang mit Fluor-Bor-Emanationen in diesem Falle keine Anwendung finden, da in Pitkäranta fluor-, bezw. borhaltige Mineralien in Gesellschaft des Zinnsteins nicht zu finden seien [1]). J. Durocher hat auch schon die Abhängigkeit der Kupfererzführung von der mehr oder weniger porösen Beschaffenheit des Skarns, sowie das häufige Vorkommen

[1]) Wir erinnern uns, dass Flussspat in dem blossen Auge sichtbaren Mengen nur im östlichsten Teile des alten Grubenfeldes vorkommt, woselbst ja erst um das Jahr 1840 lebhafter zu schürfen begonnen wurde (vergl. S. 23) und Zinnstein nur äusserst selten auftritt.

von Drusen und zur Schichtung paralleler Kieszonen in demselben beobachtet. Als neu und eigenartig bezeichnet er das Zusammenvorkommen der drei Erzmineralien: Magnetit, Zinnstein und Kupferkies, wozu ihm kein Seitenstück aus anderen Erzgebieten bekannt sei.

Auch über die Entstehung der Magnetitgänge im Kalkstein von Hopunwaara äussert sich der genannte gründliche Beobachter. Die verzweigte und wellige Anordnung derselben zeige, dass ihr Material in teigig-weichem Zustande in den Kalkstein eingespritzt wurde. Überhaupt kann sich Durocher in den meisten Fällen nicht der Ansicht der damaligen Forscher anschliessen, dass die in Gneissen, Schiefern und Kalksteinen Schwedens, Norwegens und Finnlands eingeschalteten Magneteisenerze syngenetische Bildungen darstellten, da sie im allgemeinen mehr die Form bald dickerer, bald dünnerer bandartiger Massen, als echter Lager oder Schichten besässen. Die meist der Schichtung parallele Anordnung der Erzkörper komme wohl daher, weil die Erzinjektionen bei ihrem Empordringen gerade längs der Schichtflächen den geringsten Widerstand fanden [11]. Wie schon J. J. Sederholm [79] früher betont hat, ist das Werk Durochers über die orographische Struktur und den geologischen Bau Norwegens, Schwedens und Finnlands [11] leider weit weniger bekannt, als es wegen der Schärfe der Beobachtungen und seiner bewundernswert klaren Darstellungsweise wohl verdiente. Das Gleiche kann nun auch von seinen „Beobachtungen über die Erzlagerstätten" der genannten Länder [12] behauptet werden. So findet man z. B. letztgenannte Arbeit nur äusserst selten in den Verzeichnissen, weder der älteren, noch der jüngsten erzgeologischen Literatur oder in Lagerstätten-Lehrbüchern, obgleich dieselbe, wie gesagt, eine grosse Menge sorgfältiger Beobachtungen enthält, welche noch jetzt kennen zu lernen ganz unstreitig von Wichtigkeit ist.

A. Breithaupt rechnet 1849 in seiner „Paragenesis der Mineralien" [13] die Erzvorkommen von Pitkäranta gleichfalls zu den eruptiven Gängen, und zwar aus dem Grunde, weil denselben die lagenartige Struktur echter auf wässrigem Wege entstandener Spaltenfüllungen abgehe, ihre Gangarten vielmehr nach Art injizirter, schmelzflüssiger Massen verworren durcheinander lägen. Er verfehlt jedoch nicht, die grosse Verwandschaft dieser Pyroxen-Granat-Kiesgänge mit den silikatreichen „Kalkstöcken" hervorzuheben, welche er allerdings auch als epigenetisch auffasst. Breitenbrunn, Schwarzenberg u. a.

Erzvorkommen in Sachsen, Kupferberg in Böhmen, Kopaonik in Serbien und Dognacska im Banat werden von ihm zusammen mit Pitkäranta in eine Gruppe gestellt.

Bis Ende der 70-er Jahre ist überhaupt die Auffassung des Pitkäranta-Erzvorkommens als Gang die vorherrschende; so hält auch B. v. Cotta [27], dem übrigens nur Angaben G. Jossas zur Verfügung gestanden zu haben scheinen, sowie auch E. Hj. Furuhjelm [1]) noch an derselben fest.

Erst mit A. v. Groddeck [54] beginnt eine andere Anschauung über diese Art von Erzvorkommen sich geltend zu machen. Nach ihm wären es nämlich den Charakter der geschichteten Lagerstätten deutlichst an sich tragende Erzlager, d. h. Kieslager fahlbandartiger Natur, welche zumeist von Silikaten begleitet werden und zu denen u. a. auch die Lagerstätten von Falun, Röraas, Rammelsberg und Rio Tinto gerechnet werden müssten. Auf den charakteristischesten Begleiter der Erzvorkommen von Pitkäranta, den Magneteisenstein, nimmt Groddeck eigentümlicherweise wenig Rücksicht, anderenfalls würde unsere Lagerstätte unstreitig eher in seinen „Typus Magneteisensteinlager" oder noch besser in den „Typus Christiania" [87] gepasst haben.

Es kann wohl mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden, dass seit J. Durocher, welcher in den 40-er Jahren Pitkäranta besuchte, seine daselbst gesammelten Erfahrungen aber erst 17 Jahre später veröffentlichte, bis zum Schlusse der 80-er Jahre niemand mehr die dortigen Lagerstätten aus eigener Anschauung in genetischer Hinsicht geschildert hat. Daher kann es nicht verwundern, dass für die Entstehung der genannten Vorkommen von den verschiedenen Autoren, wie wir oben sahen, so vollkommen entgegengesetzte Theorien aufgestellt worden sind, je nachdem die Sulfide, der Zinnstein oder das Magneteisenerz als wesentlichste Bestandteile derselben angesehen wurden.

Es ist nicht zu viel gesagt, wenn wir behaupten, dass erst durch die Erforschung des Erzgebietes von Pitkäranta und Umgegend durch A. E. Törnebohm im Jahre 1889, bezw. seine bekannte Arbeit über diesen Gegenstand [73], ein vollständiger Umschwung in der Beurteilung unserer Erzvorkommen eingeleitet worden ist, welcher im wesentlichen dazu beigetragen hat, dass die weiteren Schürfungen im Gebiete von Anfang an die richtigen Bahnen ein-

[1]) Privat-Gutachten v. J. 1879.

schlugen. Indem nämlich die alte Gangtheorie für das Skarnlager endgültig über Bord geworfen wurde, war zugleich eine bedeutend grössere Sicherheit bei der Verfolgung der Aufschlusslinien der erztragenden Kalk-, bezw. Skarnsubstrate gewährleistet.

A. E. Törnebohm nimmt bekanntlich an, dass die ursprünglich auf einer Granitgneissunterlage abgesetzte Schieferformation von Pitkäranta, welche später an mehreren Punkten durch Eruptivmassen, die von pegmatitischen Nachschüben begleitet waren, emporgehoben wurde, eine metamorphosirte Sedimentablagerung darstellt. Diese bestand ursprünglich wahrscheinlich zuunterst in der Hauptsache aus Grünsteintuffen mit untergeordneten Einlagerungen von unreinem, teilweise stark eisenhaltigem Kalkmaterial, während nach oben zu immer reinere Tonsedimente folgten. Aus ersteren entstanden bei der Umwandlung, teils kalkreiche Silikate (Malakolith, Granat usw.), teils aber auch Magnetit, d. h. unsere Skarnlager mit ihren Eisenerzkörpern [1]). Später hinzugekommen und offenbar der älteste Eindringling im Skarn ist der Zinnstein, nach dessen Ausscheidung durchgreifende Störungen der Lagerstätte stattgefunden haben dürften, wie die häufigen, zertrümmerten Kristalle dieses Minerals beweisen. Erst nach dem Zinnstein wurden die verschiedenen Sulfiderze, und zwar wahrscheinlich während verschiedener Perioden, unter Mitwirkung warmer Lösungen ausgeschieden, wobei die grössere oder geringere Porosität des Skarns von wesentlichem Einfluss auf die Verteilung der Erze innerhalb des letzteren gewesen sein müssen. Der genannte Forscher lässt übrigens die Frage nach dem Ursprunge der erzbringenden Agentien offen, deutet aber die Möglichkeit an, dass dieselben mit pneumatolytischen Nachwirkungen der Pegmatitintrusionen oder möglicherweise der Rapakiwieruption zusammenhängen könnten.

Wir erkennen aus dem oben Gesagten, dass A. E. Törnebohm, ebenso wie vor ihm J. Durocher, eine scharfe genetische Trennung zwischen dem Magneteisenerz einerseits, und dem Zinnstein, sowie den Sulfiden andererseits, anzunehmen sich gezwungen sieht, derart dass ersteres gleichzeitig (bei Durocher auch der Zinnstein) mit dem Skarn auskristallisirte, letztere dagegen in einzelnen Perioden nachträglich in das genannte Substrat einwanderten.

---

[1]) Die Eisenerzvorkommen im Kalkstein von Hopunwaara und Lupikko hat A. E. Törnebohm offenbar nicht näher zu untersuchen Gelegenheit gehabt. (Vergl. S. 51).

Schon bei der Diskussion eines Vortrages A. E. Törnebohms über die Erzbildungen von Pitkäranta [71] am 3. April 1890 sprach W. C. Brögger [72] die Vermutung aus, dass die dortigen Eisenerzvorkommen mit den in umgewandelten Silurschichten der Gegend von Kristiania, z. B. in der Besseberg-, Såsen-, Rökeberg-, Narverud u. a. Gruben auftretenden parallelisirt werden könnten, welche zweifellos im Zusammenhang mit Emanationen infolge der Kontaktmetamorphose vonseiten der dortigen devonischen Granite entstanden seien.

Auch J. H. L. Vogt denkt sich übrigens die Magneteisenerze von Pitkäranta möglicherweise durch einen analogen Prozess gebildet [75], und zwar nicht zeitlich von Zinnstein und Kupferkies getrennt, wie u. a. A. E. Törnebohm annimmt, sondern als Folge einer längeren Reihe von Emanationsprozessen, denen u. a. *auch der Skarn* als Produkt einer „hochgradig gesteigerten Kontaktmetamorphose" seine Entstehung verdanke.

Solche Lagerstätten, „die im Bereich der Kontaktmetamorphose liegen" hat bekanntlich A. v. Groddeck [54] in seinem „Typus Christiania" zusammengefasst. Da dieser Gruppenname auch jetzt noch recht allgemein für Erzvorkommen dieser Art angewandt wird, mag es nicht überflüssig erscheinen, hier zum Vergleich mit unserer Übersichtskarte in Fig. 11 eine Skizze der längs der Grenzen der devonischen Granitmassive von Kristiania verstreuten Erzvorkommen nach den Karten von W. C. Brögger [1]) und J. H. L. Vogt [75] folgen zu lassen (Fig. 74). Ausgeschlossen wurden auf derselben nur diejenigen Lagerstätten, welche gemäss dem letztgenannten Verfasser von den jüngeren Eruptiven unabhängig, d. h. archäischen Alters sind.

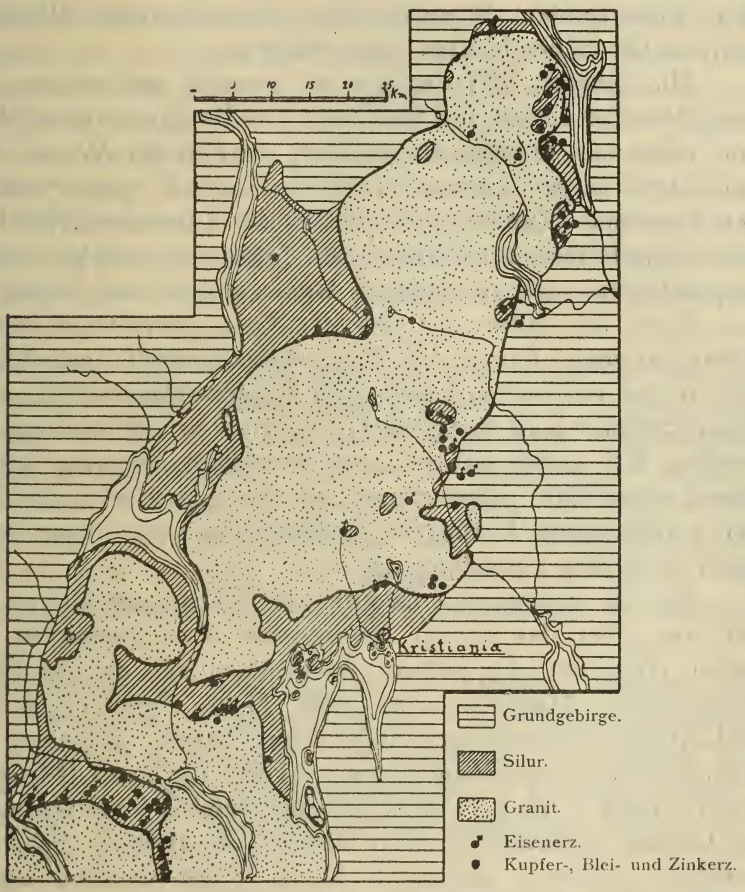
Im Jahre 1879 hatte übrigens schon Th. Kjerulf [2]) die Erze des Kristiania-Gebietes als mit den dortigen Eruptivgesteinen in Zusammenhang stehende Bildungen erklärt. Er äusserst sich hierüber folgendermassen: „Diese den Schichtenreihen nicht angehörigen Erze sind mit den Eruptivgesteinen als Fremdlinge hineingekommen und die begleitenden Mineralien sind z. T. solche, die aus dem eigenen Material der Schichten entstehen konnten, wie Granat und Vesuvian". Demgegenüber bemerkt A. Gurlt, dessen Überset-

[1]) W. C. Brögger. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite.

[2]) Th. Kjerulf. Udsigt over det sydlige Norges geologi. 1879.

zung von Kjerulfs Arbeit [1]) wir obige Worte entnehmen, dass jene Erze wahrscheinlich *erst lange nach den eigentlichen Eruptionen aus heissen Quellen* ausgeschieden wurden.

Fig. 74.




Karte der längs der Grenzen des postsilurischen Granitterritoriums von Kristiania auftretenden Erzvorkommen.
Nach J. H. L. Vogt.

J. H. L. Vogt [75] ist bekanntlich anderer Ansicht. Nach ihm konnten Thermalwasser in der Nähe des Granitmagmas nicht bestehen, da hier das hohe, die kritische Temperatur des Wassers

[1]) A. Gurlt: Th. Kjerulf. Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen. 1880.

überschreitende Wärmemass erstere unmittelbar in die Gas- oder Dampfform überführen musste. Daher bleibe nur die Möglichkeit einer pneumatolytischen Bildungsweise übrig, d. h. die Erzbestandteile, deren Metallgehalt notwendigerweise ursprünglich im Granitmagma aufgelöst gewesen sein müsse, seien zusammen mit den aus dem erstarrenden Eruptivmagma entweichenden Wasserdämpfen usw. in die Silurschichten eingedrungen.

Hj. Sjögren [77] dagegen ist geneigt anzunehmen, dass zum mindesten die Eisen- und Sulfiderze von Pitkäranta ihren Metallgehalt von oben her bezogen haben, und zwar in der Weise, dass eisen- und kupferhaltige Lösungen, welche ihren Ursprung von kieshaltigen basischen Eruptivbetten usw. an der Tagesoberfläche herleiteten, mit Schwefelwasserstoff führenden Lösungen, welche aus der Tiefe emporstiegen, zusammentrafen, wobei sowohl das Kupfer, als auch das Eisen mit Hülfe der aus der Gabbrozersetzung entstandenen Alkalikarbonate durch den Schwefelwasserstoff ausgefällt wurden. Die in den nordischen Eisen- und Kupfererzlagerstätten so gewöhnlichen Schölar fasst übrigens Hj. Sjögren im allgemeinen als impermeable, mit metasomatisch umgewandeltem Detritus des Nebengesteins ausgefüllte Schieferlagen auf und denkt sich die Zirkulation der erzführenden Lösungen hauptsächlich längs dieser undurchlässigen Schichten vorsichgegangen.

Bei der genetischen Deutung der Erzlagerstätten von Pitkäranta hat von jeher das dortige Vorkommen von Eisenerzen, welche in ihrem Auftreten die grösste Ähnlichkeit mit den in Skarnlagern eingebetteten Magnetitmassen vom Typus Persberg in Schweden und Arendal in Norwegen aufzuweisen haben, zusammen mit Zinnstein-Kupferkiesvorkommen vom Typus Cornwall [54] in England, welche nach J. H. L. Vogts [78] eingehenden Untersuchungen stets an Granite geknüpft zu sein pflegen, die grössten Schwierigkeiten bereitet. Letztere glaubt J. H. L. Vogt dadurch umgehen zu können, dass er, wie schon oben gesagt, „eine längere Reihe von Emanationsprozessen mit den Produkten: Eisenerz-Zinnstein-Kupferkies“ [78] annimmt. Auch hebt er hervor, dass in diesem Falle „Pitkäranta die geologische Verbindung der zwei Typen Kristiania und Cornwall sehr schön vermitteln würde“ [89].

Bei dem ausserordentlichen Interesse, das die bekannten Zinn-Kupferlagerstätten von Cornwall somit für einen Vergleich mit denen von Pitkäranta besitzen, möge auch dieses Lagerstättengebiet hier wiedergegeben werden, und zwar verkleinert nach den Anga-

ben der geologischen Karte von England und Wales vom Jahre 1865 (Fig. 75). Es ist dies meines Wissens die einzige Karte des berühmten Erzgebietes, auf welcher neben den geologischen Bezeichnungen auch die Mehrzahl der um die von ihren Kontakthöfen umgebenen Granitmassive verteilten Kupfer- und Zinngruben eingetragen ist. Zwar finden wir u. a. bei E. Reyer [56], bei Fuchs-De Launay [80], sowie bei S. Fawns [124] mehr oder weniger schematische Übersichtskärtchen der Halbinsel Cornwall, aber auf keiner derselben nähere Bezeichnungen der Erzfundpunkte. Als besondere Eigentümlichkeit der obengenannten, gross angelegten französischen „Lagerstättenlehre" mag übrigens erwähnt werden, dass in diesem Werke von „Pickaranta en Finlande" weiter nichts angeführt wird, als dass dort „de beaux échantillons de rutile" zu finden seien, eine Notiz, welche ebenso wie die über Finnbo en „Suisse" auf einem Irrtum beruht.

A. W. Stelzner [98 S. 315] nahm die Erzvorkommen von Pitkäranta in seinen Typus „Schwarzenberg-Persberg" auf, zu welchem er gleichzeitig mit ihrem Nebengestein entstandene Lagerstätten rechnete, die gekennzeichnet wären durch mannigfaltige Silikate, namentlich Granat, Pyroxen und Amphibol, sowie ein sehr wechselndes Gemenge von oxydischen Eisenerzen, verschiedenen Sulfiden und ferner auch Zinnerz. Hier macht sich also wieder die schon von A. v. Groddeck vertretene syngenetische Anschauung geltend.

Für die Bildung der Zinnerze wurde übrigens Anfangs der 80-er Jahre von einem Privatexperten auch die Lateralsekretionstheorie in Anspruch genommen. Das Zinnoxyd sollte danach aus dem im Liegenden anstehenden Granitgneiss, in welchem dasselbe die Kieselsäure in den Silikaten vertrat, ausgelaugt und in das Skarnlager infiltrirt worden sein.

An Theorieen für die Bildung der Erzlagerstätten von Pitkäranta hat es somit, wie wir sehen, infolge der hier herrschenden, äusserst verwickelten Verhältnisse nicht gefehlt, und mit Recht sagt auch A. Bergeat [98 s. o.], es bleibe hier, wie in Schwarzenberg, „eines der schwierigsten der Rätsel zu lösen, an denen die mannichfache Zahl der Lagerstätten so reich ist."

Im Jahre 1896 hatte auch J. J. Sederholm, dem wir u. a. so eingehende und geologisch bedeutungsvolle Untersuchungen und Gruppirungen der die Nordküste des Ladoga-Sees umgürtenden

Fig. 75.

Karte der Zinn- und Kupfererzvorkommen der Halbinsel Cornwall, verkleinert nach „Geolog. Map of England and Wales“ v. J. 1865.



Schieferformationen verdanken [100], als Privat-Expert Gelegenheit, sich mit der Frage nach der Entstehung der Erzlagerstätten von Pitkäranta zu beschäftigen [112]. Er kam hierbei in der Hauptsache zu derselben Auffassung wie A. E. Törnebohm, zumal nachdem sich durch die Aufnahmearbeiten der geologischen Landesanstalt in den Jahren 1889 [69] und 1894 [86 und 91] herausgestellt hatte, dass auch weit ab vom Erzgebiete von Pitkäranta, z. B. im Schiefergebiete von Sortawala, Lager solcher Mineralien vorkommen, „welche im allgemeinen und namentlich in Pitkäranta Erze zu begleiten pflegen“ [91]. Nach H. Blanketts Schilderung [86] tritt in der Tat 10 km nördlich von Sortawala beim Berge Simboranmäki ein erzführendes, stark drusiges Granat-Malakolith-Skarnlager auf, „welches dem von Pitkäranta gleicht.“ Dasselbe führt dunkelgrünen Malakolith, braunroten bis schwarzen Aplom in grossen Kristallen, sowie kleinere eines licht gelbbraunen Granates, ferner Epidot in mehrere cm langen Prismen von dunkler, schmutziggrüner Farbe; schliesslich beobachtet man dort auch Fluorit, Kalzit, Quarz und Chlorit. In diesem Skarn nun ist feinkörniger, spröder Magnetit in kleinen, drusigen Butzen von höchstens 5 cm Durchmesser eingesprengt. Magnetkies ist das weitaus am reichlichsten vorkommende Sulfid, daneben findet sich ferner etwas Kupferkies und Eisenkies.

Wir sehen, dass dieses kleine Vorkommen manche Ähnlichkeit mit gewissen Erztypen von Pitkäranta, besonders mit denen des mittleren Teiles des alten Grubenfeldes aufzuweisen hat, prüfen wir jedoch die in den Sammlungen der geologischen Kommission aufbewahrten Belegstücke vom Simboranmäki-Schurfe genauer, so werden wir weit mehr an die innerhalb der kalkführenden Gneissformationen des südwestlichen Finnland, z. B. auf der Hauptinsel des Lojo-Sees und in der Nähe der Seen Määrijärwi und Orijärwi vorkommenden Eisenerze erinnert, welche zweifellos bedeutend älter als die Erzbildungen von Pitkäranta, wahrscheinlich von sehr alt präkambrischem Alter sind (vergl. S. 105). Namentlich ist bei allen diesen Vorkommnisse die meist recht dunkle Farbe des Salitskarns überaus bezeichnend, welche auf eine lokal sehr reichliche Zufuhr von Eisen während der kontaktmetamorphen Umwandlung des Kalksteins in erzführenden Skarn hindeutet. Die Erscheinung, dass die durch Kontaktmetamorphose entstandenen Magneteisenerze, zu welchen ich die Mehrzahl der Vorkommen im südwestlichen Finnland zu zählen geneigt bin, von viel eisenreicheren Sili-

katen begleitet zu sein pflegen, als die gewöhnlichen, auf demselben Wege gebildeten, erzfreien Skarnlager, hat u. a. auch M. A. Lacroix [1]) vom Roc-Blanc (Ariège) in den Pyrenäen beschrieben und in treffender Weise auf die wichtigen Unterschiede der Umwandlung aufmerksam gemacht, welche im Kontakte von Granit und Kalkstein einmal durch die „persönliche" Einwirkung des Magmas, ein andermal durch die aus letzterem entweichenden „flüchtigen Elemente" hervorgebracht wird. Der in den die Intrusion des Granites begleitenden, aus der Tiefe stammenden Emanationen lokal angehäufte Eisengehalt konnte nach seiner Auffassung vom Kalkstein, welcher nicht genügend Kieselsäure für die Bildung von ausschliesslich Silikaten enthielt, zu Magnetit reduzirt werden, in welcher Form überhaupt durch Kontakt mit Kalkstein gebildete Eisenmineralien so oft aufzutreten pflegten. In jüngster Zeit hat ferner J. D. Irving [126] ganz analoge Erscheinungen von der Bright Diamond-, sowie der Iron Clad-Grube im Ouray-Distrikt in Colorado beschrieben und ähnliche Ansichten wie Lacroix geäussert, nur mit dem Unterschiede, dass er die Bildung, sowohl der Erze: Magnetit, Pyrit und Kupferkies, als auch der metamorphischen Mineralien: Epidot, Strahlstein, Granat, Quarz und Kalzit im Kalkstein mineralisirenden Wassern zuschreibt. J. H. L. Vogt hat beläufig schon früher unsere genetischen Kenntnisse von diesen sogen. Kontakteisenerzen des Typus Kristiania zusammengestellt [103] und die Prozesse, durch welche Kalksteine „ferrizirt" werden, klargelegt. Wir werden auf die Ansichten dieses Forschers noch mehrfach zurückkommen.

Einer der wenigen Lagerstättenforscher, welche nach A. E. Törnebohm aus eigener Anschauung Pitkäranta kennen zu lernen sich bemüht haben, ist R. Beck, in dessen bekannter „Lehre von den Erzlagerstätten" wir unser finnländisches Kristiania unter den epigenetischen Erzlagern eingereiht finden. Zu dieser Gruppe rechnet R. Beck mit den eigentlichen kontaktmetamorphen Lagerstätten recht grosse Ähnlichkeit besitzende, lagerartige Vorkommen „deren Erzgehalt nur zum Teil epigenetischen Ursprungs ist." Die u. a. hierher gehörenden Eisenerzlagerstätten von Schwarzenberg und besonders Breitenbrunn in Sachsen sollen nach dem genannten Forscher mit Pitkäranta „eine geradezu überraschende Gleichheit in der mineralogischen und geologischen Erscheinungsweise" zur Schau tragen, indem auch dort auf kontaktmetamorphem Wege aus un-

[1]) M. A. Lacroix. Pyrénées (Roches cristallines) VIII. Congrès géologique international. Guide.

reinen Kalksteinen entstandene, an Granitregionen gebundene Granat-Magnetit-Pyroxengesteinslager das Substrat der Erzlager bilden, in welche erst später, und zwar in deutlicher Abhängigkeit von durchsetzenden Erzgängen, die Hauptsulfiderze: Arsenkies und Zinkblende, sowie auch etwas Kupferkies, Bleiglanz und ferner geringe Mengen von Zinnstein einwanderten. Der Magnetit wird von R. Beck als gleichaltrig mit dem Salit und den anderen Pyroxenen angesehen, findet sich aber auch in einer sekundären Generation [119].

Sonach würde R. Becks Ansicht von der Genesis der Lagerstätten von Pitkäranta im grossen und ganzen mit der von A. E. Törnebohm vertretenen zusammenfallen, allerdings mit dem unwesentlichen Unterschiede, dass der letztgenannte Forscher offenbar den Regionalmetamorphismus für die Herausbildung der Magnetit-Skarnlager in Anspruch nimmt. Mit Recht sagt ja auch R. Beck, dass bei der Ähnlichkeit der Erscheinungen gewisser Abarten des Kontaktmetamorphismus mit solchen des Regionalmetamorphismus eine scharfe Trennung der epigenetischen Erzlager zur Zeit nicht möglich sei [110].

Leider war R. Beck infolge äusserst ungünstiger Witterungsverhältnisse verhindert, die interessanten Aufschlüsse im Hopunwaara-Felde in Augenschein zu nehmen, so dass er, ebenso wie A. E. Törnebohm, eigentlich nur das alte Grubenfeld von Pitkäranta in den Kreis seiner Forschungen hineinbeziehen konnte.

Zu den allerneuesten Hypothesen über die Entstehung der Erzlagerstätten von Pitkäranta gehört schliesslich noch die von F. Klockmann aufgestellte, wonach sich die „scheinbar eine Ausnahme bildende Paragenesis“: Magnetit, Zinnstein, Schwefelerze „in einfachster und ungezwungenster Weise aus der Annahme eines präexistirenden Eisensteinvorkommens, das dem granitischen Kontakt seine Umwandlung in $Fe_3O_4$ und daneben eine Zuführung von Zinnstein verdankt“, erklärt [122]. Mit dem Einbrechen des letzteren, sowie der übrigen, bekannten sogen. pneumatolytischen Mineralien scheint nach seiner Ansicht „die Herausbildung von Magnetit parallel gegangen zu sein [1])“, dagegen könne man die Kontaktmetamorphose nicht für die Herbeiführung des Materials der Erzkörper verantwortlich machen, wie denn überhaupt das tatsächlich nachgewiesene Vorkommen von sekundärem, besonders aber wässrig gebildetem Magnetit „zu belang-

[1]) F. Klockmann. Über den Einfluss der Metamorphose auf die mineralische Zusammensetzung der Kieslagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904. p. 159.

los sei, um für die Entstehung der gewaltigen Magneteisenmassen etwas auszusagen" [1]).

Neu und eigenartig ist auch G. Henriksens Auffassung [2]) über Pitkäranta, dessen Erzvorkommen mit den nach seiner Ansicht durch Differentiation von Eruptivmassen unter Druck entstandenen Magnetitlagerstätten von Sydvaranger zu parallelisiren seien. Zu derselben Kategorie sollen übrigens u. a. auch Sulitelma, Rio Tinto, Kongsberg, Åmmeberg, ferner die Eisenerze von Lake Superior, Persberg und Dunderland, sowie auch die Goldkonglomerate vom Witwatersrand gehören! In so heterogener, aber glänzender Gesellschaft mag denn schliesslich auch noch Pitkäranta ein bescheidenes Plätzchen finden.

Überblicken wir die im Vorhergehenden zusammengestellte lange Reihe von Bildungshypothesen, welche für die Erzlagerstätten von Pitkäranta geltend gemacht worden sind, so erkennen wir, dass dabei nahezu alle überhaupt nur denkbaren Möglichkeiten herangezogen wurden, und zwar in der Mehrzahl Fälle seitens von Forschern, welche die hiesigen Vorkommen nicht durch Autopsie kennen zu lernen Gelegenheit hatten und daher nur mehr oder weniger gewagte Hypothesen aufstellen konnten. Man darf jedoch, wie der berühmte Experimentalgeolog A. Daubrée [3]) geäussert hat, gegen Hypothesen, welche durch aufmerksame Vergleichung von Tatsachen entstanden, nicht allzu streng sein, sondern muss sie billigerweise nach den Resultaten beurteilen, zu denen sie geführt. Was nun Pitkäranta betrifft, so ist aber leider das Tatsachenmaterial bis jetzt nur von sehr spärlicher oder zum mindesten ganz einseitiger Beschaffenheit gewesen, betrifft doch selbst A. E. Törnebohms monographische Beschreibung fast ausschliesslich das alte Grubenfeld. Zudem müssen wir bedenken, dass die Feststellung der bedeutsamsten erzgeologischen Fakta, wie schon in der Einleitung betont, erst in allerjüngster Zeit nach Aufschliessung der neuen Erzfelder ermöglicht worden ist. Prüfen wir immerhin die Resultate, zu welchen die oben angeführten, von den verschiedensten Forschern aufgestellten Hypothesen über die Bildung unserer Lagerstätten geführt haben, so können wir im allgemeinen den in hohem Grade befruch-

[1]) Idem. Über die Bildung des Magneteisens. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904. p. 212.

[2]) G. Henriksen. Sundry geological Problems. Christiania. 1906.

[3]) A. Daubrée. Synthetische Studien zur Experimental-Geologie. 1880.

tenden Einfluss der hervorragenden Arbeiten der letzten Jahre im Gebiete der Metallogenese, vor allem derjenigen J. H. L. Vogts, auf die Herausbildung der im folgenden darzulegenden Auffassung über die Genesis der Erzlagerstätten von Pitkäranta keineswegs in Abrede stellen.

Wer sich die Mühe gemacht, das in den früheren Abschnitten zusammengetragene Beobachtungsmaterial einer auch nur flüchtigen Prüfung zu unterziehen, wird sich ohne Schwierigkeit ein Urteil über die hiesigen Vorkommen bilden können, das in den Hauptzügen mit demjenigen des Verfassers übereinstimmen dürfte. Obgleich daher weitere Darlegungen eigentlich überflüssig sind, mögen hier doch zum Schlusse für diejenigen, welche weder Zeit noch Lust haben, ein umfangreiches Beweismaterial durchzuarbeiten, die Schlussfolgerungen, zu welchen dasselbe nach meiner Ansicht berechtigt, auseinandergesetzt werden.

Ich glaube in den früheren Abschnitten vor allem bewiesen zu haben, dass das Skarnsubstrat der Erzlagerstätten von Pitkäranta durch Kontaktmetamorphose aus ähnlichen Kalksteinen, wie wir sie noch an vielen Stellen, namentlich im oberen Leithorizonte, erhalten finden, entstanden ist. Dort können wir den allmählichen Übergang von Kalkstein zu Salitskarn gelegentlich Schritt für Schritt verfolgen. Es genügt hier nur auf die Fig. 43, bezw. 44 einerseits, sowie Fig. 25, bezw. 26 andererseits, in der vorliegenden Arbeit als passende Beispiele für einen Vergleich hinzuweisen. Diese Metamorphose fand in altpräkambrischer Zeit im Gefolge der postladogischen Granit-, bezw. Pegmatitintrusionen statt und war lokal von geringfügigen Erzimprägnationen begleitet. U. a. stammt der Molybdänglanz und der Graphit im Skarn, sowie wahrscheinlich auch der in den Schiefern des Erzgebietes von Pitkäranta oft in recht bedeutenden Mengen eingestreute Magnetkies, aus jener postvulkanischen Periode.

Die Erscheinungen in der Ristaus-Grube, ferner in Grube 1. Herberz und Lupikko, ganz besonders aber im Hopunwaara-Felde, lehrten uns ferner, dass der älteste Erzbestandteil der Lagerstätten, nämlich der Magnetit, jünger als der ihn einschliessende Kalkstein ist; denn die unvererzten Kalkschollen mitten im kompakten Erze, die den Kalkstein kreuz und quer durchziehenden Magnetitgänge, sowie endlich die eigentümlichen Erzschläuche *schliessen wohl jeden Zweifel an der epigenetischen Natur der Eisenerze aus.* Bei Betrachtung der geradezu schichtig auftretenden Magnetiterzkörper, z. B. der Schwartz- und Meyer-Gruben (s. Fig. 17), wären

wir wohl versucht, wenigstens für die in den unteren Skarnhorizonten aufsetzenden Eisenerzvorkommen einer syngenetischen Bildungshypothese den Vorzug zu geben, wenn wir uns jedoch die Tatsache vor Augen halten, dass dort auch vielfach die Nebengesteine, wie Dioritschiefer und Pegmatit, reichlich mit Magnetit imprägnirt sind, ja dass letzterer oft ganz offenbar Spaltenfüllungen, teilweise mit deutlich ausgeprägter Krustenstruktur, im Skarn bildet, so schwindet auch dort jeglicher Zweifel und wir erkennen, dass einzig und allein die Verschiedenheit in der Zusammensetzung der Substrate, auf der einen Seite im unteren Skarngürtel, auf der anderen im obersten Kalkhorizonte, Veranlassung zu so verschiedenartiger Ausbildung der Erzkörperformen geben konnte. Die leichtere Löslichkeit des Kalkmateriales im Vergleich mit dem Skarnsubstrate musste in ersterem die Vererzung hervorragend begünstigen, und andererseits sahen wir ja, wie kräftig die hornfelsähnlichen Kontaktzonen in der Nähe der Granite und ferner die Skarnaugen im Kalkstein den verdrängenden Erzabsätzen gegenüber Widerstand geleistet haben. Das Vorkommen dieser Skarnaugen innerhalb derber Erzmassen lehrt uns aber ferner auch, dass der Erzbildung eine Periode vorausgegangen sein muss, in welcher die postpegmatitischen Skarninfiltrationen im Kalkstein in Teilstücke zerdrückt, in letzteren eingeknetet und auch noch mehr oder minder tiefgreifend, z. T. unter Herausbildung der eigenartigen Eozoonstruktur, randlich serpentinisirt worden sind, für welche Prozesse sicher ungeheuer grosse Zeiträume anzunehmen sind. Dass aber auch während und nach Vollendung des Serpentinisirungsprozesses faltende Kräfte wirksam waren, das beweisen u. a. die auf Taf. VI, Fig. 1 abgebildeten Belegstücke.

Schon vor dem Empordringen der Rapakiwigesteine dürften in dem ganzen Gebiete zwischen dem Onega-See und der kaledonisch-norwegischen Gebirgskette, wie J. J. Sederholm in seinen Arbeiten über die Geologie Finnlands nachgewiesen hat, alle Gebirgsfaltungen aufgehört haben, wir müssen also die Entstehung unserer „Piëzolithe“ und Eozoongebilde zwischen die Intrusion der postladogischen Pegmatite und den Beginn der jotnischen Periode mit ihren Rapakiwieruptionen verlegen. Nun hat uns B. Frosterus zuletzt eine Reihe mächtiger präkambrischer Schieferformationen geschildert, deren Entstehung nach Ansicht der finnländischen Geologen in die Zeit zwischen der Bildung der ladogischen und der jotnischen Formation fällt und welche alle mehr oder weniger kräftig gefaltet erscheinen. Nach den Untersuchungen der geologischen

Landesanstalt in den letzten Jahren wäre es aber wohl möglich, dass wenigstens ein Teil der auf B. Frosterus' Karte [113] als postladogisch bezeichneten Granite sich jünger als die von diesem Forscher und W. Ramsay zusammen aufgestellte kalewische Abteilung der präkambrischen Formationen erwiese. Die Kontaktmetamorphose unserer ladogischen Kalksteine zu Skarn könnte also möglicherweise erst in postkalewischer Zeit vorsichgegangen sein, jedenfalls aber liegt zwischen letzterer und der Rapakiwieruption ein ungeheuerer Zeitraum, in welchem die von J. J. Sederholm als jatulische zusammengefassten Quarzit-Dolomit-Tonschieferformationen des südöstlichen Finnland abgelagert wurden. Die Mächtigkeit dieser Sedimente lässt sich stellenweise ziemlich gut berechnen. Wie ich nämlich bei Revisionsuntersuchungen für das geologische Aufnahmeblatt „Suojärwi" im Jahre 1906 nachweisen konnte, bildet ein jatulischer Formationskomplex u. a. um den nördlichen Teil des Suojärwi-Sees eine äusserst regelmässig entwickelte Mulde. Hier ist diese Serie mindestens 4,000 m mächtig.

Wollen wir nun, was wohl am nächsten liegt, die obenerwähnte lange Serpentinisirungsperiode mit postvulkanischen Prozessen in Verbindung setzen, so fragt es sich weiter, ob dieselben mit der Intrusion der Pegmatite oder mit der des Rapakiwigranites zusammenhängen. Für erstere Möglichkeit sprachen die mehrfach angeführten Faltungserscheinungen innerhalb der Eozoon-Serpentinbänder, welche noch aus spätjatulischer Zeit stammen könnten. Andererseits war aber eine gewisse Abhängigkeit der Serpentinisirung von der mehr oder weniger grossen Entfernung von der Hauptgrenze des Rapakiwigranitmassivs nicht zu verkennen, denn während alle Kalklager der oberen Zone, sowohl im alten, als auch im neuen Grubenfelde von Pitkäranta, sowie ferner in Hopunwaara und Lupikko, selbst da, wo sie ganz frei von jeglicher Vererzung, stark serpentinisirt sind, finden wir weder im Kalkbruche von Ristiniemi, noch bei den Kalklagern der Insel Puusunsaari oder des nördlichen Schärenhofes, z. B bei Nuoliniemi, Haukkalahti usw., nennenswerte Spuren dieser Umwandlung, obgleich ja auch dort überall in den Kalksteinen eingesprengte Magnesiasilikate recht verbreitet sind. Schliesslich ist das Beschränktsein der eozoonalen Struktur auf die allernächste Nähe des Rapakiwikontaktes, wie wir bereits oben (Seite 219) anführten, ohne Zweifel sehr merkwürdig und legt den Gedanken nahe, diese Mineralaggregationsform mit eruptiven Nachwirkungen gerade des Rapakiwigranites in Verbindung zu setzen. Dann müsste aber

weiter geschlossen werden, dass wenigstens lokal auch *nach* der Erstarrung des Rapakiwimagmas, d. j. in jotnischer Zeit, noch Pressungen und Faltungen innerhalb der bekanntlich überaus translationsfähigen kristallinen Kalkmassen stattgefunden haben, was keineswegs undenkbar erscheint, zumal da der Rapakiwigranit selbst, besonders aber seine aplitische Randfazies, sehr häufig u. d. M. wenn auch in schwacher Form viele von denjenigen Erscheinungen aufzuweisen hat, als deren Ursache gemeiniglich gebirgsbildende Vorgänge angesehen werden. Ferner zeugen ja u. a. auch die rundgekneteten Pyritwürfel in der Grube Edward Meyer, die zerbrochenen und durch Sulfide wieder verkitteten Zinnsteinkristalle in den Gruben des alten Feldes und von Lupikko, sowie viele andere Druckerscheinungen, von der Wirkung pressender Kräfte auch *nach* der Vererzung.

Die Frage nach dem Alter jener langandauernden Serpentinisirungsepoche, welche u. a. Veranlassung zur Ausbildung der für gewisse unserer Erze bezeichnenden Eozoonstruktur gab, ist aber jedenfalls von untergeordneter Bedeutung. Wichtiger ist, dass es uns gelungen, ganz unwiderlegliche Beweise für das jüngere Alter unserer sämtlichen Erzarten im Verhältnis Ezum mpordringen des Rapakiwigranites zu erbringen. Die Erscheinungen auf der Ostseite der Klara-Gruben, ferner an den Aplitgängen in der Herberz-, der Klara-, und der Lupikko-Grube sowie schliesslich so manche mikroskopische Einzelheiten lehrten uns, dass die erzbringenden Agentien ihre Tätigkeit in den Skarn- und Kalklagern erst begonnen haben können, nachdem das Rapakiwimagma schon erstarrt war, auch lassen die Erzschlauchgebilde und Magnetitgänge, wie wir bereits früher betonten, kaum eine andere Deutung zu, als dass die Krustenstruktur durch *sukzessive Ablagerung von Erz- und Gangmineralien aus Lösungen* entstanden ist. Eine Inkrustation etwa präexistirender Hohlräume durch Absätze aus heissen Gasen und Dämpfen, d. h. eine pneumatolytische, Entstehung scheint hier ganz ausgeschlossen. Ist aber für die Magneteisenerze die Thermaltheorie allein am Platze, so muss dies noch mehr für die jüngeren Erze, den Zinnstein und die Sulfide der Fall sein, welche überhaupt alle in ihrem Auftreten die grösste Ähnlichkeit mit echten, auf wässrigem Wege entstandenen Spaltenfüllungen zeigen. So tritt bei den Gangmineralien, ausser der Lagenstruktur, die Neigung in ausserordentlich grossen Kristallen zu erscheinen, welche so auffallend häufig eine schön entwickelte Zonarstruktur aufzuweisen haben, stark hervor-

Letztere finden wir nämlich mehr oder weniger gut ausgebildet beim Epidot, Granat, Helvin, Idokras, Kalzit, Kassiterit, Magnetit, Quarz, Uralit und Scheelit.

Was schliesslich den Ursprung der erzbringenden Lösungen betrifft, so haben wir denselben wohl mit Sicherheit in der Tiefe zu suchen, und zwar sind es nicht dortselbst mineralisirte und erwärmte Oberflächen- und Grundwasser, sondern vielmehr metallhaltige von postvulkanischen Prozessen abhängige „juvenile" Quellen, denen wir die Mineralisirung und Metallisirung unserer Skarn- und Kalklager zu verdanken haben. Für eine solche Auffassung der Vererzungsvorgänge im Erzgebiete von Pitkäranta spricht wohl vor allem das Vorkommen des Zinnsteins, sowie die charakteristischen Begleiterscheinungen der pneumatolytischen, bezw. pneumatohydatogenen Kontaktmetamorphose.

Da die Erzbildungen, wie wir sahen, jünger als der Rapakiwi sind, so liegt es am nächsten, sie mit der peripherischen Kontaktmetamorphose eben dieses Granites in Zusammenhang zu bringen. Mit einer solchen Annahme stimmen auch die Erfahrungen und Beobachtungen in Pitkäranta recht wohl überein, denn das produktive Erzgebiet ist, wie bereits früher betont, in der Tat auf eine verhältnismässig schmale Zone entlang der Rapakiwihauptgrenze beschränkt. Ihre grösste Breite besitzt erstere zwischen dem westlichsten Teile des alten Grubenfeldes von Pitkäranta und dem Nietjärwi-See, sie ist sonst aber in der Regel viel geringer, wie z. B. bei Juankoski, Keliwaara usw. Dass jedoch die Hauptmasse des Rapakiwigranites auch da, wo die Kontaktzone bedeutenderes Ausmass besitzt, in der Tiefe nicht weit entfernt sein kann, das beweisen die vielfachen Gänge und Trümer von Aplit im neuen Grubenfelde, in Lupikko und an vielen anderen Stellen des Kontakthofes.

In Fig. 15 ist zur Anschauung gebracht, wie wir uns einen Durchschnitt durch das Ladoga-Rapakiwimassiv im Verhältnis zur erzführenden Schieferformation etwa vorzustellen haben. Nehmen wir selbst ein ganz flaches Einschiessen des Granitbatholithen unter die Schiefermulden an, so dürfte die oberste Kalotte desselben sich ursprünglich immerhin mehrere tausend Meter über der jetzigen Tagesoberfläche befunden haben; und wenn auch die Struktur des Rapakiwigranites in allgemeinen viel Ähnlichkeit mit derjenigen echter Ergussgesteine aufzuweisen hat, so ist doch sehr wahrscheinlich, dass dieser Granit unter einer mächtigen Gesteinsdecke, welche hier aus ladogischen oder jüngeren präkambrischen Sedimenten

aufgebaut gewesen sein mag, erstarrte. Es ergiebt sich hieraus, dass der Absatz unserer Erze in recht ansehnlicher Tiefe unter der damaligen Oberfläche vorsichgegangen sein muss. Die ganz zweifellos vom Rapakiwi ausgegangene Kontaktmetamorphose mit ihren thermomineralischen Erscheinungen würde ja auch die Annahme, dass die Verfestigung desselben in grösserer Tiefe vorsichgegangen, stützen. Im allgemeinen dürften die Rapakiwimagmen sehr reich an Mineralisatoren gewesen sein. Man braucht nur die Beschreibungen zu den die Rapakiwigebiete von Åland, bezw. Wiborg umfassenden geologischen Aufnahmeblätter genauer zu studiren, um zu erkennen, dass diese alkalireichen Eruptivgesteine im Vergleich zu den präjotnischen Graniten ganz besonders durch steten Flussspatgehalt ausgezeichnet sind und ferner mit Vorliebe in aplitischen Modifikationen auftreten. Auch werden Topas und Turmalin als akzessorisch im Rapakiwi erwähnt. Der Reichtum der Rapakiwigranite an Kristallisationsagentien könnte übrigens wohl z. T. auch das so häufige Vorkommen porphyrischer Strukturen bei diesen Gesteinen erklären, denn es ist leicht einzusehen, dass die mehr oder weniger umfangreiche Anhäufung jener Schmelzmittel rasche Veränderungen im physikalischen Zustande des Magmas zur Folge haben mussten.

Der Druck einer Gesteinssäule von, nehmen wir an, 2000 bis 3000 m würde demjenigen einer Wassersäule von c. 8000 m, d. h. 800 Atmosphären entsprechen; wir müssten dann voraussetzen, dass die dem Rapakiwimagma entstammenden Wasser sich in überkritischem Zustande befanden und ihrem physikalischen Standpunkte nach ein Zwischending zwischen Flüssigkeiten und Gasen bildeten. Wie wir schon oben anführten, nimmt aus diesen Gründen auch J. H. L. Vogt an, dass die sogen. Kontakteisenerze auf pneumatolytischem Wege abgesetzt wurden. Was nun Pitkäranta betrifft, so gaben unsere Untersuchungen an die Hand, dass wenigstens die dortigen Eisenerze zweifellos aus heissen Quellen in die Skarn- und Kalklager eingeführt worden sein müssen, also vermutlich während der letzten Stadien der postvulkanischen Prozesse. Es wäre wohl denkbar, dass in dieser Periode die Denudation der den Rapakiwibatholithen ursprünglich bedeckenden Gesteinsmassen schon so weit vorgeschritten war, dass der auf den magmatischen Wassern lastende Druck sich verminderte und der dem Granit entzogene Metallgehalt daher in Gestalt von Thermalquellen in die Skarn- und Kalksubstrate eindringen konnte. Selbst für die Entstehung

des Zinnsteins ist es unter solchen Verhältnissen keineswegs notwendig, Pneumatolyse anzunehmen, neigen doch auch schon sehr viele Forscher auf diesem Gebiete der Ansicht zu, dass Zinnstein sehr wohl auf wässrigem Wege entstanden gedacht werden könne. In dieser Hinsicht sei nur u. a. an die Arbeiten R. Verbeeks[1]) über die Zinnvorkommen der Insel Bangka erinnert. Ferner glaubt auch Van Hise[2]) annehmen zu müssen, dass der Zinnstein möglicherweise bei der in den tieferen Teilen der Erdkruste herrschenden, verhältnismässig hohen Temperatur und Druck aus aufsteigenden Lösungen, vielleicht durch Alkalikarbonate, ausgefällt werden könne.

Eigentümlicherweise habe ich in der grossen Zahl untersuchter mikroskopischer Präparate aus den Erzschläuchen von Hopunwaara bis jetzt keine Spur von Zinnstein nachweisen können, obwohl, wie früher bemerkt, u. a. Sulfiden auch Arsenikkies krustenbildend vorkommt und der sogen. Arsenikschacht mit seinen Zinnstein führenden Magneteisenerzen kaum 30 m entfernt ist; dort tritt aber wiederum die Lagenstruktur im Erze nicht auf, sondern letzteres bildet nur derbe Massen im Kalkstein. Sehr wechselvoll sind ja überhaupt Struktur und Auftreten der verschiedenen Erz- und Gangmineralien innerhalb der einzelnen Lagerstätten unseres Erzgebietes und man sucht vergeblich eine Antwort auf die Frage, warum im Zusammenhange mit der Vererzung an einer Stelle Uralitisirung, an einer anderen dagegen eine greisenähnliche Umwandlung, Chloritisirung oder Serpentinisirung, teils der Erzsubstrate, teils ihrer Nebengesteine stattgefunden oder aus welchen Gründen die charakteristischen sogen. Zinnmineralien bald in grossen Mengen bei den Erzen angehäuft sind, bald aber auch beinahe vollständig fehlen. Möglicherweise hängen alle diese Erscheinungen, wie wir schon bei Besprechung der Erzschlauchbildungen von Hopunwaara andeuteten, mit dem Umstande zusammen, dass die Zusammensetzung der juvenilen Quellen sehr häufig wechselte; vermutlich ist aber auch der Charakter der betreffenden vererzten Substrate von wesentlichem Einfluss auf die Herausbildung dieser oder jener Gangmineralien gewesen, d. h. es fand nicht nur eine Umwandlung durch Verlust oder Zufuhr gewisser chemischer Elemente, sondern auch eine Neuanordnung oder Umkristallisation der im Substrate enthaltenen chemischen Bestandteile statt. Dies scheint mir

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. IV. (Ref. v. R. Beck).
[2]) A Treatise on Metamorphism.

aus der Verschiedenheit in der mineralogischen Zusammensetzung der Erzkörper des untersten Leithoritzontes einerseits, und der oberen Zone andererseits, hervorzugehen, von denen ersterer hauptsächlich durch Kalksilikate, welche nur z. T. magnesiahaltig sind, letztere dagegen vorwiegend durch tonerdereiche Magnesiasilikate charakterisirt ist.

Ich habe schon bei Besprechung der allgemeinen Geologie des Erzgebietes auf die Tatsache aufmerksam gemacht, dass die untersten Teile der ladogischen Schieferformation in chemischer Hinsicht eine Zunahme des Mg-Gehaltes von den untersten zu den höheren Schichten erkennen lassen, und dass die Kalklager der oberen Leitzone meist stark dolomitisch sind, während diejenigen des untersten Horizontes gewöhnlich nur geringe Mengen Magnesiumkarbonat aufzuweisen haben. Dies ist wohl auch mit der Grund, warum im allgemeinen die Umwandlung des nachweislich aus Mg-armem Kalkstein entstandenen Skarns der unteren Zone zu Serpentin von so äusserst geringem Umfang im Vergleich zur Serpentisirung der obersten Leitlager der Schieferformation ist.

Fassen wir kurz zusammen: Salit, Granat und Epidot herrschen in den Erzlagerstätten der unteren Zone weitaus vor, die Serpentinisirung ist gering und das Erzgestein besitzt im allgemeinen lichte Farben. Im oberen Niveau dagegen haben Serpentin, sowie Glimmer- und Chloritmineralien bei weitem die Überhand, überall zeigen sich intensive serpentinöse und chloritische Umwandlungen und die Gangmassen haben meist dunkle Farbentöne. Diese wesentlichen Unterschiede dürften sich, wie gesagt, mit z. T. von primären chemischen Verschiedenheiten der Lagerstättensubstrate herleiten, welche für die Entstehung im einen Falle wesentlich kalkhaltiger, im anderen vorwiegend Mg-haltiger Silikate ausschlaggebend gewesen sein müssen.

Bei der Schilderung der einzelnen Grubenfelder hatten wir bereits vielfach Gelegenheit auch auf die eigenartige Anordnung der Erzkörper innerhalb der Skarn-, bezw. Kalkzonen hinzuweisen. Es zeigte sich da überall mit mehr oder minder grosser Deutlichkeit eine gewisse Bevorzugung der hangenden, bezw. liegenden Partieen der betreffenden Horizonte durch die Vererzung. Namentlich die Eisenerze der Meyer-Gruben, ferner die des Klara-Erzzuges und von Lupikko liessen die Anordnung der Erzkörper längs der Grenzen der erztragenden Gesteinszonen ganz klar erkennen; aber auch bei den grösseren Kupfererzvorkommen trat eine solche Bevorzugung der Kontaktflächen zuweilen recht deutlich hervor, so z. B. in Grube

1. Nikolai und 2. Meyer. Die einfachste Erklärung dieser Erscheinung ist, wie ebenfalls schon früher angedeutet, dass die aus der Tiefe emporsteigenden Lösungen entlang der Berührungsflächen der Kalk- bezw. Skarnlager mit ihren Nebengesteinen den geringsten Widerstand fanden und daher von hier aus ihre verdrängende und hohlraumerfüllende Aktion einleiteten. So verstehen wir auch leicht, warum die Nebengesteine ebenfalls nicht selten mit Erzen imprägnirt wurden. So fanden wir Zinnstein im Granitgneiss des Liegenden der Zinngrube und von 6. Klee in vollauf abbauwürdigen Mengen abgesetzt und sahen Kupferkies, Zinkblende und verschiedene andere Sulfide bis einige dm tief u. a. in den das unmittelbare Hangende der Maria-Grube bildenden Pegmatit eindringen.

Bald erscheint der hangende, bald der liegende Kontakt der Kalk- oder Skarnzone der bevorzugte oder auch hat ein gneissiges Zwischenmittel innerhalb der letzteren die Rolle einer leitenden Fläche gespielt, so dass der Erzkörper ausnahmsweise mitten im Skarnlager aufsetzt, ohne Abhängigkeit von den Grenzkontakten der Leitschicht. Ein solcher Fall dürfte z. B. beim Kupfererzkörper der Grube 4. Omeljanoff vorliegen, obgleich hier die Gneisseinlagerung meist stark epidotisirt und verwischt ist.

Neben den obenangeführten dienten aber ferner auch die Kontakte der Pegmatitgänge mit den Kalk- oder den Skarnlagern als Linien regster Flüssigkeitszirkulation und gaben gelegentlich die Richtung an, in welcher sich die Hauptmasse der Erzdeposition anordnete. Die Grube Ristaus mit ihrem die Rolle einer Leitrinne spielenden Pegmatitgiebel ist in dieser Hinsicht höchst bezeichnend. Dort erscheint es auch undenkbar, dass der innerhalb des c. 40° einfallenden Kalklagers ganz flach in die Tiefe gehende Erzkörper seinen eigentümlichen „Erzfall" etwa durch Deszension von mineralisirten Oberflächenwassern erhalten haben könnte.

Von wesentlichem Einfluss auf die Ausgestaltung der Erzkörper waren ganz unstreitig auch die Pegmatitkeilgänge von Lupikko und ferner der Rapakiwikontakt auf der O.-Seite der Klara-Grube, sowie im Tiefsten der letzteren. Sehr rätselhaft ist wohl die regellose Anordnung der Erzarterien im Kalksteinkörper des Hopunwaara-Bruches, aber auch dort scheinen die Solutionen vom Rapakiwikontakt ausgehend ganz bestimmte Wege eingehalten zu haben, welche ursprünglich teils durch Verschiedenheiten im Charakter der Schichtfugen des Kalksteins, teils aber auch durch feine Spalten, sowie Skarninfiltrationen und -augen in demselben angelegt waren.

Schliesslich dürfen wir nicht vergessen, wie bedeutungsvoll unsere Schölar und Klüfte für die Beförderung der erzbringenden Agentien gewesen sein müssen. Sei es nun, dass sie mit Pegmatit ausgefüllt wurden oder, einer späteren Bruchperiode entstammend, als klaffende Spalten erhalten blieben, immer musste in ihrer Nähe, sicher aber innerhalb des Kluftraumes selbst, eine lebhaftere Bewegung der Minerallösungen und dadurch von hier aus seitliche Erzanreicherungen im Substrate stattfinden. So stellten wir u. a. fest, dass die Perwoi-Kupfererze umso konzentrirter auftreten, je näher sie an die Perwoi-Verwerfung heranrücken und dass z. B. die Zinnerze der Grube 3. Omeljanoff sich auf keiner Seite weit von der Omeljanoff-Kluft entfernen. Die ganze Anordnung der Meyer-Erze innerhalb des Bruchfeldes im W. der Kanalkluft, sowie die Erzverteilung um die Klee-Kluft stützen kräftig die Annahme einer gewissen Abhängigkeit jener Erzbildungen von den übersetzenden Spalten, in welchen ja auch häufig noch die verschiedensten Erzmineralien als Zement von Schölbrekzien vorkommen. Wo die erzhaltigen Lösungen, wie in diesen Klüften, in verhältnismässig weiten Räumen zirkulirten, konnten offenbar nur schwache Erzniederschläge stattfinden und auch die wenigen Erze, welche dort auskristallisirten, wurden durch die zweifellos zu den verschiedensten Zeiten an den Spalten stattgefundenen Bewegungen wieder zermalmt und durch Auflösung entfernt. In den massenhaften engen Spalten und Rissen der anliegenden, durch verhältnismässig impermeable Gneiss-, Pegmatit- und Schieferschichten begrenzten Kalk-Skarnmassen dagegen waren die günstigsten Bedingungen für eine allmähliche metasomatische Verdrängung der Substrate Molekül für Molekül, die Ausfüllung von Hohlräumen unter Herausbildung von regelmässigen Krusten oder für die Kristallisation sehr grosser, schaliggebauter Mineralien gegeben. Laterale Erzanreicherungen von grosser Ausdehnung konnten stattfinden, solange die genannten Kanäle noch eine Zufuhr erzhaltiger Lösungen erhielten. Die Vererzungserscheinungen, z. B. im Klara-Erzzuge, geben übrigens an die Hand, dass der Vorrat an substanzreichen Flüssigkeiten bei weitem nicht ausreichte, die bedeutenden Kalkmassen in ihrer ganzen Mächtigkeit zu verdrängen. Nur $^1/_4$ bis $^1/_3$ derselben ist da, wo überhaupt eine lebhaftere erzbildende Tätigkeit innerhalb der Kalkzone vorsichgegangen, der Vererzung anheimgefallen, und die magnetischen Beobachtungen weisen auf grosse Lücken zwischen den Mineralisationszentren, wenigstens in horizontalem Sinne, hin.

Nur wo die erzführenden Lager im allgemeinen von geringer Mächtigkeit sind, hat das Erz vollständig ihren Platz eingenommen, so in Grube Ristaus und 1. Herberz, wo ja noch einzelne Kalksteinrelikte innerhalb der Erzmasse daran erinnern, welche gründlichen Verdrängungsvorgänge daselbst wirksam gewesen sein müssen. Dass die Skarnlager der unteren Leitzone im ganzen viel weniger günstig für die Entwicklung, besonders von Magneteisenerzen gewesen, als die Kalklager des mittleren und oberen Horizontes, erklärt sich wohl ohne weiteres aus der geringeren Angreifbarkeit und Löslichkeit ihrer Komponenten. Kalk- und Magnesiakarbonate fielen natürlicherweise den ätzenden und lösenden Agentien viel leichter zum Opfer, als Kalk- und Magnesiasilikate. Eine Zwischenstufe nehmen hier offenbar die feldspatreichen Nebengesteine der Lagerstätten, wie Granitgneiss, Pegmatit und Rapakiwi ein, welche meist viel intensiver als der typische Skarn, bald zu greisenähnlichen Produkten, bald zu serpentinösen und chloritischen Substanzen zersetzt und umgewandelt erscheinen. Schwierig zu erklären ist hierbei, aus welchen Gründen bei der Umwandlung der gleichen feldspathaltigen Gesteine (Granitgneiss, Pegmatit usw.) z. B. im alten Grubenfelde die Greisenmetamorphose, dagegen im neuen Grubenfelde, in Hopunwaara und Lupikko die „Grünsteinbildung" die Vorhand hatte. Wohl scheint es sicher, dass die älteste Erzformation des Gebietes, das Magneteisenerz, von ganz anderen Mineralisatoren begleitet war, als die darauffolgende Zinn- und Kupfererzformation, denn letztere beiden zeichnen sich im allgemeinen durch die begleitende greisenähnliche Umwandlung ihrer feldspatreichen Nebengesteine, die Eisenerze dagegen mehr durch Chloritisirung und Serpentinisirung derselben aus. Da nun im alten Grubenfelde, zumal in seinen mittleren, wie wir sahen an Pegmatitintrusionen besonders reichen Partieen, die Eisenerze den Zinn- und Kupfererzen gegenüber stark zurücktreten, während dagegen in den sämtlichen übrigen Grubenfeldern das Umgekehrte der Fall ist, so lassen sich die obenangeführten Verschiedenheiten der Metamorphose also teilweise durch diese Erzverteilung erklären.

Die Umwandlung des Granitgneisses und des gneissigen Zwischenmittels, sowie eines Teiles der Pegmatite im alten Grubenfelde in erzführenden Epidotgneiss, bezw. Epidotfels, beobachteten wir hauptsächlich im Zusammenhange mit Zinnstein- oder Sulfidvorkommen, seltener fanden wir die Epidotisirung der Feldspäte in Ver-

bindung mit Eisenerz, wie z. B. im magnetitreichen Pegmatit im Liegenden der Grube 2. Schwartz.

Die Greisenmetamorphose kann mit gutem Grunde als die jüngste von allen im Erzgebiete von Pitkäranta stattgefundenen postvulkanischen Zersetzungsprozessen angesehen werden. Immer ist sie von mehr oder minder reichlichen Mengen Fluorit begleitet, welches charakteristische Mineral wir überhaupt in den Erzkörpern, namentlich der der Rapakiwihauptgrenze näher gelegenen Grubenfelder, weit verbreitet finden. Sehr selten ist es dagegen, wie wir sahen, im mittleren und westlichsten Teile des alten Grubenfeldes; vor allem die Magneteisenerze sind dort, wie es scheint, frei von Fluor, während ja dieses Element andererseits in den Magnetiterzschläuchen von Hopunwaara, ferner aber auch in den Eisenerzen von Lupikko im Überfluss vorhanden ist. Der grössere oder geringere Gehalt kontaktmetamorpher Erze an Flussspat ist aber bekanntlich keineswegs ausschlaggebend bei der Beurteilung der Genesis dieser Art Vorkommen. Selbst in typischen Zinnerzlagerstätten ist ja Fluor meist nur in geringem Grade hervortretender Bestandteil, wenngleich feststeht, dass dieses Kristallisationsagens bei der chemischen und molekülaren Umwandlung der verschiedenen Substrate eine wichtige Rolle gespielt hat. Der auffallend hohe Gehalt an Flussspat in den neuen Grubenfeldern könnte wohl damit erklärt werden, dass dort bei den thermomineralischen Umlagerungsvorgängen in den Kalklagern grosse Mengen Ca verfügbar wurden, das sich mit F leicht zu Fluorit verbinden konnte.

Stellen wir zum Schluss alle unsere Beobachtungen über die Geologie der Erzlagerstätten von Pitkäranta, sowie die sich daraus ergebenden Schlussfolgerungen zusammen, so können wir uns von ihrer Entstehung etwa folgendes Bild machen.

Die Intrusion des Rapakiwigranites in spätpräkambrischer Zeit war aller Wahrscheinlichkeit nach von intensiven eruptiven Nachwirkungen begleitet, mit deren letzten Phasen die Imprägnation der in präjotnischer Zeit teilweise zu Skarn umgewandelten Kalklager der ladogischen Schieferformationen mit hauptsächlich Eisen- und Zinkerzen, in geringerem Grade mit Zinn- und Kupfererzen zusammenhängen dürfte, welche alle von einer grossen Menge neugebildeter und z. T. für die sogen. pneumatolytische Kontaktmetamorphose bezeichnender Gangmineralien begleitet werden.

Alle Beobachtungen weisen jedoch darauf hin, dass nicht Gase oder Dämpfe für die Zuführung der metallischen und mineralischen Stoffe verantwortlich gemacht werden können, sondern dass letztere vermutlich in Gestalt überhitzter, mit Mineralbildnern beladener Lösungen, welche häufigen Wechseln in Zusammensetzung, Konzentration und Temperatur unterworfen gewesen sein müssen, aus der Tiefe empor in die Skarn- und Kalklager einwanderten, wobei ihnen namentlich in den Spalten, Klüften und Schölar, welche das Lagerstättengebiet in ausgiebigstem Masse durchsetzen, ein leichter Durchgang geboten wurde. Von aussen nach innen drangen die mineralischen Stoffe innerhalb der mehr oder weniger mächtigen Kalk-, bezw. Skarnlager vor, indem sie dieselben entweder bei geringerer Mächtigkeit vollständig verdrängten, oder unter Bevorzugung ihrer hangenden, bezw. liegenden Partieen s. z. s. einseitig imprägnirten oder endlich auch indem sie sogen. Parallelerzlagerstätten entstehen liessen. Hierbei wurden auch die Nebengesteine häufig tiefgreifend verändert und z. T. durch Erzmineralien ersetzt. In einigen Fällen sind wohl auch andere, ausserhalb der kalkigen Leithorizonte gelegene Gesteine, indem sie von durchsetzenden Spalten aus imprägnirt wurden, zu Trägern von Erzen geworden, nämlich in Fällen, wo ihre poröse Struktur, wie z. B. die gewisser Pegmatite, sie für die Aufnahme von Erzen besonders geeignet machte. Solche Erzvorkommen haben sich jedoch stets als nicht bauwürdig erwiesen.

Bei der Vererzung der Kalk-, bezw. Skarnsubstrate waren zweifellos sowohl metasomatische, als auch hohlraumfüllende Prozesse im Spiele; erstere wie leicht erklärlich weitaus am ausgiebigsten in den solublen Kalkschichten, letztere wohl zum grössten Teil in den durch vorhergehende Ätzungsvorgänge löchrig gewordenen Skarn- und Pegmatitgesteinen.

Was den Kontakthof des Rapakiwigranites anbelangt, so ist derselbe im allgemeinen nur 2—3 km breit; wo er sich dagegen, noch weiter von der Hauptgrenze seines Eruptivgesteins ausbreitet, wie z. B. im westlichen Teile des alten Grubenfeldes, beruht dies vermutlich darauf, dass der flach unter die Schieferformation einschiessende Rapakiwi dort in verhältnismässig geringer Tiefe ansteht (vergl. Fig. 15) und somit in Wirklichkeit den obengenannten Erzbildungen in vertikalem Sinne bedeutend näher liegt, als in horizontalem.

Wie schon J. H. L. Vogt vermutet hat, dürften somit die Erzvorkommen von Pitkäranta zu den echten kontaktmetamorphen

Lagerstätten[1]) gehören und in der Tat eine Mittelstellung einnehmen zwischen den durch Eisen- und Kupfererze charakterisirten Kristiania-Vorkommen einerseits, und den durch Zinn- und Kupfererze ausgezeichneten Cornwall-Vorkommen andererseits, welche von jeher als Typen für Lagerstätten, die mit dem peripherischen Kontaktmetamorphismus zusammenhängen aufgestellt worden sind.

Wir verweisen hier nochmals auf diese in Fig. 74 und 75 wiedergegebenen Lagerstättentypen zwecks Vergleiches mit dem in Fig. 11 dargestellten kontaktmetamorphen Erzgebiete von Pitkäranta. In letzterem scheinen allerdings im Gegensatz zu den Erzdistrikten von Kristiania und Cornwall Erzvorkommen auch innerhalb des Eruptivgesteins selbst, von welchem die Kontaktmetamorphose ausging, zu fehlen. In Wirklichkeit kommen jedoch Anzeichen von Vererzung, wie wir früher anführten, auch innerhalb des Rapakiwigranites vor, wenn sie auch zu unbedeutend sind, um auf dem obenerwähnten Übersichtskärtchen zur Darstellung gebracht werden zu können.

Dem praktischen Bergmanne, für welchen ja, wie ich in der Einleitung zur allgemeinen Geologie des Lagerstättengebietes bemerkte, das in vorliegender Arbeit zusammengestellte Beobachtungsmaterial gesammelt wurde, liegen theoretische Spekulationen über die Genesis einer Erzlagerstätte gewöhnlich fern. Ob dieselbe syngenetischer oder epigenetischer Entstehung, ist ihm gleichgültig, da diese Frage im allgemeinen für den Grubenbetrieb und die Erzscheidung bedeutungslos ist. Neue Vorkommen für die Deckung des Erzbedarfes wird er bestrebt sein, in der Nähe der schon abgebauten Erzkörper mittels Ausrichtungsarbeiten aufzusuchen oder

[1]) W. H. Weed hat in seiner auch für die Auffassung der Vererzungsvorgänge im Erzgebiete von Pitkäranta bedeutungsvollen Arbeit: „Ore-Deposits Near Igneous Contacts“ (Transact. of the Amer. Inst. of Min. Eng. Vol. XXIII. 1902) auf die wesentlichen Unterschiede zwischen Kontaktlagerstätten und kontaktmetamorphen Lagerstätten aufmerksam gemacht und eine Reihe zu letztgenannter Gruppe zu rechnender, sowohl europäischer, als auch amerikanischer Erzvorkommen aufgezählt. Als typisches Beispiel aus Europa führt er wohl mit Recht die Lagerstätten von Berggiesshübel in Sachsen an, welche ja auch von H. Müller (Über die Erzlagerstätten in der Umgegend von Berggiesshübel. Geolog. Spezialkarte von Sachsen. 1890) und R. Beck [110] durchaus zu den epigenetischen gestellt werden und die mit denen von Pitkäranta meiner Ansicht nach viel grössere Ähnlichkeit, als z. B. mit denen von Schwarzenberg in Sachsen besitzen.

unter Zuhülfenahme der verschiedensten zu Gebote stehenden Schürfungsmethoden ausfindig zu machen, wobei er wohl auch in den meisten Fällen einigermassen auf die geologischen Verhältnisse der nächsten Umgebung der schon bekannten Erzvorkommen Rücksicht zu nehmen gezwungen sein wird. Bestimmte Leitlager oder -schichten weisen ihm da u. a. diejenigen Zonen innerhalb mächtiger Schichtenkomplexe an, in welchen er die besten Aussichten hat, Erzansammlungen zu finden, während er ausserhalb dieser Horizonte gelegene Gebiete erfahrungsgemäss für erzfrei ansehen wird. Oft ist es aber auch vollkommen dem Zufall überlassen, ob in der Nähe der schon bekannten Erzvorkommen neue solche zum Vorschein kommen oder werden alle Hoffnungen für die Zukunft eines Montanunternehmens auf das Gutachten eines erfahrenen Geologen gegründet, welcher sich in wenigen Wochen mit allen den verwickelten Erscheinungen vertraut machen muss, an denen die Geologie grösserer Erzgebiete so überaus reich zu sein pflegt.

Nehmen wir nun an, dass sich bei fortgesetzten, sorgfältigen Beobachtungen über und unter Tage im Erzgebiete von Pitkäranta bindende Beweise für die sedimentäre oder jedenfalls syngenetische Entstehung wenigstens der Magneteisenerze ergeben würden, so ist nicht einzusehen, warum nicht auch weitab vom jetzt bekannten Erzdistrikte, nördlich vom Ladoga-Ufer bis nach Sortawala hin in den Kalk- und Skarnlagern analoge Magneteisenerzlinsen, wie bei Pitkäranta, anzutreffen sein sollten, besitzen doch die Kalkablagerungen dieses ganzen Küstengebietes geradezu flözartigen Charakter, sodass auch Erzvorkommen nach Art z. B. der englischen Spateisensteine, mögen sie auch jetzt mehr oder minder umgewandelt vorliegen, hier keineswegs undenkbar erscheinen würden. Aufgabe des praktischen Erzgeologen wäre es in diesem Falle, die zusammen etwa 200 km betragenden Kalkskarnzüge um die Granitgneissmassive der Umgegend von Sortawala, Impilahti und Kitelä wenigstens einer magnetometrischen Prüfung zu unterziehen, wie es in der Tat z. T. seitens der geologischen Kommission in den Jahren 1896 und 97 [112] unternommen worden ist (vergl. S. 287).

Eine solche enorme Arbeit wäre aber ohne Zweifel vollkommen aussichtslos, falls es sich herausstellen sollte, dass meine oben ausgesprochene und verfochtene Auffassung, wonach die sämtlichen Vorkommen des Erzgebietes von Pitkäranta nur einzig und allein als vom Rapakiwigranit abhängige kontaktmeta-

morphe Bildungen aufgefasst werden können, die richtige ist. In diesem Falle dürfte beiläufig auch geschlossen werden können, dass an den nördlich vom eigentlichen Erzgebiete gelegenen Punkten der metamorphischen Aureole des Rapakiwi bei Keliwaara und Juankoski ebenfalls Zinn-, Zink- und Kupfererze zusammen mit den magnetometrisch unzweifelhaft nachgewiesenen Magneteisenerzen vorkommen werden.

Die vorstehenden Betrachtungen lassen uns klar erkennen, wie wichtig gerade für Pitkäranta die Erlangung einer allen Erfahrungen und Beobachtungen gerecht werdenden Auffassung über die Entstehungsweise seiner Erzlagerstätten ist und *dass es die Pflicht auch des rein praktische Ziele verfolgenden Bergmannes sein muss, die hier während des Betriebes zum Vorschein kommenden, aber auch oft mit demselben wieder verschwindenden geologischen Erscheinungen innerhalb der Erzkörper sorgfältig aufzuzeichnen und der Zukunft zu erhalten.*

Was nun schliesslich die allgemeinen wissenschaftlichen Ergebnisse unserer Untersuchungen betrifft, so dürften dieselben möglicherweise auch für die in den letzten Jahren vielfach erörterte und umstrittene Frage nach der Genesis einer gewissen Gruppe von nordischen Eisenerzlagerstätten von Bedeutung sein. Bekanntlich ist die Entstehung der sogen. Skarneisenerze Schwedens und Norwegens, welche durch die Typen Persberg, bezw. Arendal repräsentirt werden, noch eine offene Frage. Mit viel Scharfsinn hat namentlich J. H. L. Vogt [1]) die chemischen Prozesse klarzulegen versucht, welche nach seiner Auffassung bei der hydrochemischen Sedimentation des in kohlensäurehaltigem Wasser aufgelösten Eisenoxyduls, das später durch Druckmetamorphose gänzlich zu Magneteisenstein umkristallisirt wurde, stattgefunden haben dürften. Hj. Sjögren [2]) nimmt dagegen eine metasomatische Umwandlung ursprünglicher Kalklager durch deszendirende, längs impermeabler Schichten oder Kontakte zirkulirende Erzsolutionen an. Auch H. V. Tiberg [3]) hat sich besonders eingehend mit dem Skarnerzbildungsproblem beschäftigt und eine Menge hochinteressanter Erscheinungen, vorwiegend aus den Gruben von Långban,

---

[1]) Verml. Bergsmannaför. Annal. 1896 u. a. a. Stellen.

[2]) Geol. För. Förh. 1891 und 1893.

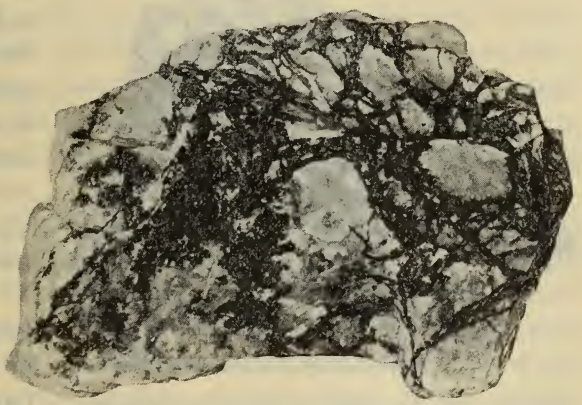
[3]) Verml. Bergsmannaför. Annal. 1903. II.

veröffentlicht, welche übrigens in manchen Beziehungen an die in Pitkäranta beobachteten erinnern.

So bildet er u. a. die in beistehender Fig. 76 reproduzirte Infiltration von Magneteisenstein in Dolomit ab, welche offenbar die grösste Ähnlichkeit mit unserem von krustifizirten Magnetitgängen durchkreuzten Aderkalke von Grube 1. Herberz aufzuweisen hat. H. V. Tiberg denkt sich allerdings, ebenso wie Hj. Sjögren, die eisenhaltigen, sauerstoffreichen Lösungen von der Tagesoberfläche aus längs Spalten und Rissen im Substrat, teilweise unter Entwicklung lateraler Anreicherungen und metasomatischer Verdrängungserscheinungen, in die Tiefe gedrungen.

In gleicher Weise soll auch der Skarn namentlich da auf Kosten des Dolomites sich gebildet haben, wo die infiltrirten Lösungen zu arm an Eisen waren, um Magnetit auszuscheiden. Interessant ist auch die von Tiberg sogen. Zebraïtbildung (Fig. 77) mit ihren, wie er angiebt, stets um einen Granatkern gruppirten, abwechselnden Kalk- und Pyroxen- Braunitbändern, deren ganze Anordnung aber weit mehr Ähnlichkeit mit einer Art groben Eozoonstruktur, als mit Trockenrissen besitzt, für welche Tiberg sie ansieht, indem er sich solche in der „plastischen" Braunit-Schefferitmasse entstanden und durch sekundären Kalk ausgefüllt denkt.

Fig. 76.



Infiltration von Magnetit in Dolomit.
Långban. Schweden (Nach H. V. Tiberg).
hell = Dolomit. dunkel = Magnetit.

Bei der genetischen Deutung der „ohne Zuschlag schmelzenden" (engående) schwedischen Eisenerze hat von jeher die Erklärung der gewaltigen, sie begleitenden Salitgranatskarnmassen grosse Schwierigkeiten verursacht. J. H. L. Vogt gesteht willig ein, dass ihm die Ursache dieser Erscheinung unklar und mystisch vorkomme. Zwar giebt er zu, dass die die schichtigen Eisenerze begleitenden Mineralien sowohl chemisch, wie strukturell grosse Ähnlichkeit mit

den durch Kontaktmetamorphose aus Kalksteinen oder Mergelschiefern entstandenen zeigen. Aber er stellt sich die Umkristallisation der ursprünglichen, im wesentlichen kalk- und magnesiahaltigen Quellenabsätze doch durch Regionalmetamorphose, und zwar in der Weise vor, dass der Wassergehalt der Eisensedimente bei diesen Prozessen ausgetrieben, in Dampf verwandelt und in dieser Form, ähnlich wie bei der Kontaktmetamorphose, durch die dabei umgewandelten Sedimente gepresst wurden. Wie sich dagegen H. V. Tiberg die Entstehung und Infiltration der Skarnsilikate, zu deren Bildung u. a. nach E. Doelters [1]) eingehenden experimentellen Untersuchungen, wenn auch verhältnismässig niedrige Temperatur, so doch unbedingt hoher Druck und die Mitwirkung von Mineralisatoren, wie Chlor, Fluor, Kohlensäure usw. erforderlich ist, von der Tagesoberfläche aus in das kalkige Substrat vorstellt, ist nicht recht zu verstehen.

Fig. 77.



Sogen Zebraïtbildung (Nach H. V. Tiberg) Långban. Schweden. Rechts: gelbgrüner Granat. Links, dunkel: Pyroxen und Braunit; links, hell: Kalzit.

Wir müssen A. Bergeat [121] beistimmen, wenn er die Ansicht ausspricht, das ganze Auftreten der von Skarn begleiteten schwedischen und vieler anderer schichtiger Magnetitlagerstätten erinnere an kontaktmetamorphe Gebilde. W. Lindgren [2]) scheint auf Grund seiner reichen Erfahrungen in Amerika ebenfalls der Ansicht zuzuneigen, dass die schwedischen Magneteisenerze des Skarntypus möglicherweise durch Kontaktmetamorphose in grosser Tiefe zur Ausbildung gekommen sein könnten. Mit der Theorie von der sedimentären Entstehung der Eisenerze Schwedens, sagt H. V. Tiberg, ist es geradezu trostlos, die speziell die wermländischen, sowie im allgemeinen die Hauptmasse der schwedischen Erze charakteri-

[1]) Op. cit. S. 241.

[2]) „The Mining Journal" v. 4. Aug. 1906.

sirenden Erscheinungen zu erklären. Die verhältnismässig unbedeutende Abteilung von Eisenerzen, welche die syngenetische Bildungstheorie stützt, fordere selbst in ihren typischen Formen die Kritik heraus.

Wenn nun auch H. V. Tiberg, ebenso wie Hj. Sjögren, offenbar die amerikanische Deszensionstheorie etwas stark verallgemeinert, so geht doch aus den Ausführungen dieser hervorragenden Beobachter klar hervor, dass in den letzten Jahren auch in Schweden ein bedeutender Umschwung in den Ansichten zu Ungunsten der syngenetischen Erzbildungstheorie stattgefunden hat, wie sich dies auch z. T. in der interessanten Diskussion über die Enstehungsweise der schwedischen Eisenerze im geologischen Verein zu Stockholm im Mai vorigen Jahres kundgab [128]. Mit Recht betonte aber bei dieser Gelegenheit Hj. Lundbohm, dass zur Lösung der recht schwierigen Probleme betreffend die Bildungsweise der südschwedischen Eisenerze viel gründlichere Detailuntersuchungen als bisher ausgeführt werden müssten, ehe auf dieselben die eine oder andere von den vielen aufgestellten Bildungshypothesen angewendet werden dürfe.

Es liegt mir fern, hier durchaus der kontaktmetamorphen Entstehungsweise der nordischen Skarneisenerze desshalb das Wort zu reden, weil die Untersuchungen der denselben sowohl im geologischen Auftreten, als auch nach Zusammensetzung und Struktur in vielen Beziehungen ähnlichen Pitkäranta-Vorkommen eine derartige Genesis am wahrscheinlichsten gemacht hat. Meine Absicht war vielmehr nur, auf die unstreitige Bedeutung des Studiums der hiesigen Lagerstätten für die Erzgeologie Fennoskandias im allgemeinen, besonders aber für die wichtige Frage nach der Genesis der typischen Skarneisenerze Schwedens und Norwegens aufmerksam zu machen.

# Alphabetisches Verzeichnis der im Erzgebiete von Pitkäranta nachgewiesenen Mineralien[1].

Die Hauptfundorte, bezw. die Namen derjenigen Gruben und Halden, woselbst Sammler die besten Aussichten haben, das betreffende Mineral zu finden, sind vorangestellt.

*Achat.* Grube Edward Meyer. s. Quarz.

*Aktinolith.* Grube 1. und 5. Klee.

*Albit.* Grube 4. Klee.

Als Neubildung zusammen mit Scheelit, gelblichem Glimmer, Fluorit usw. in zersetztem Pegmatit. [17, 59 und 64]

*Amethyst.* Grube 2. Meyer. s. Quarz.

Meist im westlichen Teile des alten Grubenfeldes, als Drusenausfüllung in Magneteisenerz.

*Apatit.* In Grube 4. Meyer und 2. Herberz, sowie im Stollen. Als blaugrüne, gerundete, körnige Aggregate zusammen mit Plagioklas, Salit, Skapolith, Molybdänglanz, Titanit usw. im mittleren Kalkniveau (s. weiter unten). Grössere, nadelförmige, bläuliche Kristalle in einigen Pegmatitvorkommen der Nachbarinseln, z. B. Wihkimäsaari.

*Aragonit.* Grube Ristaus.

Parallelfasrige Trümer im Eisenerze. Ferner als Zement von Schölbrekzien in verschiedenen Gruben des mittleren Teiles des alten Grubenfeldes, z. B. in 4. und 6. Klee.

*Arsenikkies.* Grube Ristaus.

---

[1]) Vergl. a. d. Literatur-Verzeichnis. S. 6—13.

Eingewachsen in Serpentin, ferner in Zinnsteingängen, sowie als dendritische Anflüge auf Klüften. Mehr oder weniger reichlich auch in den Gruben des Hopunwaara- und Lupikkofeldes.

*Asbest.* Grube 4. Omeljanoff.

Gewöhnlich Strahlsteinasbest. Als Bergkork, Bergleder oder Bergflachs besonders in den Ruscheln (Schölar) am Hangenden der Erzlagerstätten zu finden. Als Seltenheit auch in Lupikko, Heposelkä u. a. a. O. beobachtet.

*Baryt.* Grube 4. Omeljanoff und N. Zinnschacht.

Krummschalige Aggregate in Drusenräumen des Salit-Granatskarnes im Tagebau auf der W.-Seite des Förderschachtes 4. Omeljanoff, sowie in Hohlräumen von metamorphosirtem Pegmatit im sogen. neuen Zinnschachte.

*Biotit.* Lupikko.

Im Pegmatitbruch auf der O.-Seite des Ristioja-Flusses; hier zuweilen in grösseren Tafeln.

*Bleiglanz.* Grube Edward Meyer und 1. Herberz.

Im Skarn eingesprengt mehr oder weniger reichlich in allen Gruben des alten Feldes. Verzerrte Kristalle oder derbe, stark ausgewalzte Aggregate auf Klüften in Grube 1. Herberz. Als metasomatische Verdrängungsgebilde nach Granat in Grube 1. Lupikko.

*Bruzit.* Grube 3. Klara.

Nur mikroskopisch in serpentinisirtem Kalkstein beobachtet[1]).

*Buntkupfererz.* Grube Toiwo. Zusammen mit Kupferglanz und gediegenem Kupfer stets nur in stark zersetzten Partieen des Skarnlagers. So auch in den Gruben 1. Nikolai, 4. Omeljanoff u. a. a. Stellen.

*Chalzedon.* Grube Edward Meyer. s. Quarz.

*Chlorit.* Grube Lupikko.

Weit verbreitet namentlich in den Gruben der oberen Erzzone.

*Chondrodit.* Grube Ristaus und Kalkbruch von Kaunisniemi (Ristiniemi).

In Ristaus: Stark serpentinisirte, unregelmässige, rötlichbraune Körner in dunklem Serpentin zusammen mit Zinkblende. Im Kalkbruche: Gelbe Kristallkörner ohne Spuren von Serpentinisirung. Vielfach mikroskopisch in den Gruben des oberen Leithorizontes beobachtet.

*Diopsid.* Grube 4. Omeljanoff.

---

[1]) Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. A. E. Törnebohm.

Kleine, länglich prismatische, hellgrüne Kristalle in Drusenräumen des Magneteisenerzes.

*Dolomit.* Grubenfeld von Hopunwaara.

Linsenförmige Partieen im Kalkstein.

*Eisenglanz.* Westliche Gruben des alten Feldes, Schurfschacht Beck.

Teils dichter, derber Blutstein (4. Meyer), teils nierenförmige, radialfasrige Aggregate und auf Quarz aufgewachsene Kügelchen (2. Meyer). Zu Eisenrosen gruppirte dünne Plättchen von Eisenglimmer in uralitisirtem Salitskarn der alten Zinngrube. Ferner teilweise in Magnetit umgewandelte, blättrige Aggregate beim Schurfschachte Beck. Schliesslich exzentrisch-blättrige Massen zusammen mit Pitkärantit, Granat und Prasem in den sogen. Nordenskiöld'schen Blöcken am Ladoga-Ufer im N. W. von Pitkäranta.

*Epidot.* Grube 4. Omeljanoff und N. Zinnschacht.

Als dunkelgrüne, prismatische, oft stark gestreifte, platte Kristallindividuen auf Granat usw. aufgewachsen oder in feinkörnigen, hellgrünen Aggregaten, meist als Umwandlungsprodukt von Feldspäten. Über den Epidot von Heposelkä s. Lit. Verz. unter 17, 44 und 53.

*Fahlerz.*[1]) Grube Ristaus.

Körnige und derbe Massen zusammen mit Bleiglanz und Zinkblende in Serpentin.

*Feldspat.* s. Albit, Mikroklin, Orthoklas.

*Fluorit.* Grube 1. und 3. Lupikko, 1. Klee u. a. Stellen.

Meist derbe, grobspatige Massen von gelblicher, violetter, grüner, blauer, selten brauner (2. Herberz) Farbe. Auch würflige, auf Kluftflächen aufgewachsene Kristalle; seltener schön tiefblaue Oktaëder mit rauhen, kiesbestäubten Flächen innerhalb Kalzitdrusen (Toiwo). Zuweilen feinkristallinisch mit zuckerkörnigem bis erdigem Bruch (Lupikko). Krustenbildend in den Erzschläuchen von Hopunwaara.

*Galenobismutit*?[2]) Grube 6. Klee?

*Gips.* Als Überzug auf losen Blöcken, welche in der Nähe der Grube 1. Klee und Ristaus im Sande eingebettet gefunden wurden.

---

[1]) Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. R. Beck.

[2]) Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Laborant L. Iwanoff am geolog. Kab. des Kiew'schen Polytechnikums. Vermutlich liegt ein intimes Gemenge von Bleiglanz und gediegenem Wismut vor.

*Glaskopf.* s. Eisenglanz.

*Göthit.* Grube 2. Meyer, Schurfschacht Franziska und 4. Klee.

Seidenglänzende, strahlige Büschel von Nadeleisenerz auf Quarz (2. Meyer, Franziska [62]) Pseudomorphosen von dichtem Göthit nach Schwefelkies (4. Klee). Als Rubinglimmer zusammen mit gediegenem Silber in wasserklarem Kalzit eingewachsen (1. Nikolai).

*Grammatit.* Grube 1. Herberz, Schurfschacht Beck u. a. Stellen.

Gelbliche, langstrahlige, von Magnetit und schwefelgelber Zinkblende umgebene Aggregate (1. Herberz). Kleine Rosetten von Tremolit auch im Magneteisenerze des Beck-Schachtes.

*Granat.* Überall im mittleren Teile des alten Grubenfeldes.

Gelbe, grüne und braune bis schwarze Kalkeisen- und Kalktongranate, u. a. Aplom, Grossular, Allochroït usw. [17, 18, 20, 37, 64 und 65].

*Graphit.* Grube Schwartz.

In bedeutenden, derben Massen im Hornblendeschiefer eingelagert. Mit kaolinartiger Substanz in zersetztem Pegmatit (Stollen), sowie ferner feineingestreut hie und da in taubem Skarn (Nuoliniemi) und innerhalb der Schiefer (Haukkaselkä).

*Helvin.* Grube Lupikko.

Als braunrote Tetraëder auf Vesuvian aufgewachsen oder zusammen mit Arsenikkies in derbem Flussspat eingesprengt [35].

*Hornblende.* Grube 1. und 5. Klee.

Zuweilen in Gestalt grosser schwarzer Prismen in hellgrünem Skarn eingewachsen.

*Idokras.* Grube 1. und 3. Lupikko. Erztagebau beim Kalkbruche von Hopunwaara.

Derb in dunkelbraunen Massen oder kristallisirt in langsäulenförmigen, silberglänzenden, durch Kalzit oder Fluorit verkitteten Individuen (Lupikko). Honiggelbe bis braune, strahlige Aggregate auf fein lagenförmig struirten Magnetit-Fluorit-Drusenschalen (Hopunwaara) [28, 41 und 55].

*Kalkspat.* Grube Lupikko und 2. Klara.

In allen Grubenfeldern weit verbreitet. Meist milchweiss oder gelblich.

*Kassiterit.* Tagebau auf der W.-Seite des Förderschachtes 4. Omeljanoff. Im allgemeinen mehr oder weniger reichlich in allen Grubenfeldern zu finden, ausgenommen im neuen Grubenfelde. [17, 20, 52, 88 und 102.]

*Kupfer.* Grube 1. Schwartz.

Als kleine verzerrte Kristalle, dünne Bleche und Anflüge in stark zersetztem Salitskarn. Auch in Grube 2. Meyer, 4. Omeljanoff und Toiwo hie und da in umgewandeltem Skarn.

*Kupferglanz.* Grube 1. und 2. Schwartz.

Teils derb zusammen mit körnigem Hämatit, teils in winzigen, längsgestreiften, prismatischen Kristallen in Drusenräumen des Magneteisenerzes und als Ausfüllung feiner Spaltrisse in zertrümmertem Schwefelkies. Weitere Fundorte sind: Schurfschacht Franziska, Grube 4. Omeljanoff, Toiwo u. a.

*Kupferkies.* Derb in allen Gruben des alten Grubenfeldes. In undeutlichen, sphenoïdischen Kriställchen hie und da auf Quarz oder Kalzit aufgewachsen in den meisten Gruben des alten Feldes. Auf den Halden der Grube Edward Meyer finden sich nicht selten Kupferkieskristalle in epidotisirtem Gneiss.

*Kupferlasur.* A. Nordenskiöld [17] erwähnt mikroskopisch kleine Kristalle dieses Minerales auf Kupferkies vom Schachte 4. Klee.

*Magnesit.* Grube 1. Klara.

Weisse bis gelbbraune, grobspatige Massen in Serpentin.

*Magnetit.* Grube Ristaus und Lupikko.

Schön ausgebildete Granatoëder von zuweilen Wallnuss- bis Hühnereigrösse in Serpentin eingewachsen oder als winzige Kristalle auf Vesuvian, Kalzit (Lupikko) usw. aufgewachsen. Auch blättrig, pseudomorph nach Eisenglimmer (Beck). Sonst derb in feinkörnig-krümligen bis dichten Massen. Krustenbildend im Grubenfelde von Hopunwaara.

*Magnetkies.* Grube Lupikko.

In Serpentin oder Chlorit eingewachsene Kristalle selten; gewöhnlich derb zusammen mit Kupferkies (Edward Meyer) oder Zinkblende (Pegmatitschürfe im S. W. von Lupikko).

*Malakolith.* (Salit) Grube 4. Omeljanoff.

Grobspatig oder feinkörnig bis hornfelsartig dicht. Gut ausgebildete Kristalle selten. Meist uralitisirt oder serpentinisirt. [28, 41, 48 und 57].

*Manganepidot.* Grube 3. Lupikko. Nur einmal in geringen Mengen beobachtet (s. S. 268).

*Markasit.* Grube 1. Lupikko.

Nierenförmige, rundliche Massen in zersetztem Pegmatit. Zusammen mit Kupferkies und Pyrit in Grube 1. Klee [17].

*Mikroklin.* Vielfach in den Feldspatbrüchen der Umgegend [101].

*Molybdänglanz.* Grube 1. Omeljanoff (Kanalgrube).

Gewöhnlich als sechsseitige Täfelchen in Pegmatit oder dichtem Salitskarn eingewachsen. Im allgemeinen auf wenige Fundpunkte, und zwar stets in der Nähe von Pegmatiten, beschränkt.

*Monazit.* Im Feldspatbruche der Insel Lokansaari [101].

*Muskovit.* Lupikko.

In den Feldspatbrüchen im S.W. dieses Grubenfeldes oft in handgrossen Tafeln und dicken „Büchern". Auch der gelbgrüne, feinschuppige Greisenglimmer des alten Grubenfeldes gehört hierher. Letzterer findet sich hauptsächlich auf den Halden des N. Zinnschachtes und bei Grube 4. Klee.

*Orthoklas.* Überall in den Feldspatbrüchen der Umgegend [101].

*Pitkärantit.* Typisch in den sogen. Nordenskiöld'schen Blöcken am Ladoga-Ufer im N.N.W. von Pitkäranta [16, 17, 42, 47, 49, 61, 63, 66 und 123].

*Polykras (Wiikit).* Im Feldspatbruche von Nuoliniemi [101].

*Pyrit.* Grube Toiwo, Paul u. a. Stellen.

Besonders schöne, vollkommen glattflächige, den Schwefelkieskristallen von Tavistock in England ähnliche Würfel in stark zersetztem Pegmatit im Schurfschachte Paul. Als Seltenheit auch eiförmig gerundete, deutlich geknetete Kristalle in dunkelgrüner, serpentinöser Masse (Edward Meyer und Toiwo) [20 und 64].

*Quarz.* Sowohl in kristallisirten, wie kristallinen, seltener amorphen Varietäten überall im alten Grubenfelde weitverbreitet.

Recht häufig namentlich Bergkristall, Rauchquarz, Amethyst und Prasem. Besonders interessant sind die Szepterquarz ähnlichen Kombinationen von Prismen und Pyramiden bei den von Kalzit, Baryt usw. umgebenen Quarzkristallen im Tagebau auf der W.-Seite des Schachtes 4. Omeljanoff [20]. Verschiedene Chalzedonarten von gelber, rötlichweisser bis blutroter Farbe, sowie auch Achat kamen in der Grube Edward Meyer vor; auf den Halden der letzteren findet man gelegentlich noch milchweissen Chalzedon, Karneol, Bandachat, Jaspis und etwas Opal.

*Scheelit.* Grube Ristaus.

Hier in grossen milchweissen Kristallen in Serpentin eingewachsen. Im übrigen in allen Gruben des Erzgebietes vertreten, ausser in denen des neuen Grubenfeldes. Farben: weiss, gelb, rötlich (1. Nikolai) oder braun (Maria).

*Serpentin.* Lupikko.

Meist hell- bis dunkelgrüne, an Kalzit und Flussspat reiche,

strahlige oder erdige bis dichte Umwandlungsprodukte von Pyroxen und Chondrodit, die als Metaxoït, Pikrofluït, Silikomagnesiofluorit usw. bezeichnet worden sind. Seltener Faserserpentin als Ausfüllung von Spalten und Klüften [28, 36, 41, 48, 67, 68 und 127]. Überhaupt ist Serpentin weitverbreitet in allen Gruben des oberen Leithorizontes, dagegen sehr selten in denen der unteren Zone.

*Silber.* Grube 1. Schwartz.

Zusammen mit gediegenem Kupfer als mehrere mm dicke Dendriten und körnige Aggregate in Drusenräumen des Eisenerzes. Auch in Grube 1. Nikolai und 2. Meyer; an ersterer Stelle als dünne, in wasserklarem Kalzit eingewachsene Drähte, an letzterer dagegen in winzigen, kugligen Gebilden innerhalb einer chloritischen Substanz in Drusenräumen des Magneteisensteins.

*Skapolith.* Puusunsaari.

Auf der W.-Seite der Peltoniemi-Bucht (s. d. geologische Übersichtskarte) steht in der Nähe des Ufers kristalliner, rötlicher Skapolithfels an [25]. Im eigentlichen Erzgebiete ziemlich selten und nur in geringen Mengen nachgewiesen (4. Meyer, Stollen). Gewöhnlich begleitet von Plagioklas, Salit, Quarz, Titanit, Apatit, Molybdänglanz und Pyrit.

*Talk.* Grube 4. Omeljanoff.

Ausschliesslich innerhalb der stark umgewandelten Gleitzonen, der Verwerfungsspalten und Schölar. Auf den Halden gewöhnlich vollkommen dekomponirt und grusig zerfallen.

*Tetradymit.* Grube 6. Klee. Meist zusammen mit Wismut.

*Thermophyllit.* Kalkbruch von Hopunwaara.

Talkähnlicher, blättriger Serpentin [17, 22, 23, 29 und 38].

*Titanit.* Grube 4. Meyer und 1. Omeljanoff.

Kleine, schwarze, tafelförmige, in Plagioklas u. a. Silikaten eingewachsene Kristalle (4. Meyer); ferner 1—2 cm lange, braune, briefkuvertähnliche Individuen in einer Art Salitsyenit (1. Omeljanoff).

*Topas.* Grube 1. Klee. Nur einmal in einem Dünnschliffe beobachtet [1]).

*Turmalin.* Lupikko.

Im Feldspatbruche auf der O.-Seite des Ristioja-Flusses und in den Glimmerschürfen im S.W. von den Gruben. Ferner in den Pegmatitbrüchen von Mursula und Haukkaselkä [69 und 101].

---

[1]) Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. A. E. Törnebohm.

*Wismut.* Grube 6. Klee [1]).

Nahe am Ausgehenden im N.W. vom Förderschachte. Meist zusammen mit Tellurwismut (s. o.)

*Wollastonit.* Kalkbruch von Kaunisniemi.

Strahlige oder spatige Aggregate im Kalkstein.

*Zinkblende.* Grube Ristaus, Lupikko, Beck, 6. Klee u. a. Stellen.

Gewöhnlich derb zusammen mit Magnetit (6. Klee). Ferner tiefschwarze, in Serpentin eingewachsene Kristalle (Ristaus, Lupikko). Seltener schwefelgelb (1. Herberz), kolophoniumbraun (Beck) oder blutrot (4. Omeljanoff) und dann stets nur in geringen Mengen. Dunkelbraune Zinkblende in undeutlichen Kristallen zusammen mit Kalkspat, Quarz und grüngelbem Glimmer in Hohlräumen eines stark umgewandelten Pegmatites findet sich ferner auf den Halden des N. Zinnschachtes.

*Zinnstein.* s. Kassiterit.

---

[1]) Enthält nach einer Analyse v. J. 1886. Bi = 96.68 % Fe = 0.31 S = 0.29 CaO = 2.05. Sp. Gew. 9.293.

# Erklärung der Tafeln.

(Die mit † bezeichneten Belegstücke gehören zu den Sammlungen der geologischen Kommision, die mit * versehenen dagegen zur Sammlung Högholmen; s. S. 4).

## Taf. I.

Fig. 1. Plattenförmige Gänge, durch kurze, krustifizirte Erzschläuche: a, b, c und d verbunden. Erztagebau am Kalkbruche von Hopunwaara. *

Fig. 2. Magneteisenerz mit abwechselnden Lagen von Magnetit, Vesuvian, Fluorit usw. *
a-a = fluoritreiche Kruste, b = Kalkspatdruse. Erztagebau beim Kalkbruche von Hopunwaara.

## Taf. II.

Fig. 1. Pitkärantit- und Quarzkristalle. *
Aus den sogen Nordenskiöld'schen Blöcken am Ladoga-Ufer im N.W. von Pitkäranta.

Fig. 2. Aus dem Kalkstein herauspräparirte Erzschläuche. *
a, b und c = Mündungen von rundlichen Schläuchen, d = abgeplatteter Erzschlauch mit Nebenschlauch f auf silikatreicher Kalksteinschicht e. Erztagebau beim Kalkbruche von Hopunwaara.

## Taf. III.

Fig. 1. Gruppe von Kalksteinblöcken mit Skarninfiltrationen und von eozoonalstruirten Serpentinzonen umgebenen Skarnaugen. †
a, b, c, e, f, g, k, l, n, o und q = von eozoonalstruirten Serpentinzonen umgebene Skarnaugen. Grube 1. Klara. †
h = Ophikalzit aus der oberen Kalksteinzone. Stollen der alten Zinngrube. †

m = Stück eines grösseren Skarnauges (rechts) mit eozoonalstruirter Serpentinzone (links). Grube 3. Klara. †
d, i, p = Gangartige, randlich serpentinisirte Skarninfiltrationen in Kalkstein. Grube 3. Klara, 3. Lupikko und Beck. †

## Taf. IV.

Fig. 1. Oben: Von eozoonalstruirter Serpentinzone umgebenes Skarn-Druckstück in Kalkstein. Grube 1. Klara. *
Unten: Unregelmässige Skarngänge (mit Andeutung von Lagenstruktur) in Kalkstein. Grube 3. Lupikko. *

Eig. 2. Oben: Sehr grob entwickelte, vererzte Eozoonstruktur mit stellenweise gut ausgebildeter Lagenstruktur.
Dunkel = Magnetit, hell = Serpentin, Kalzit und Magnesit. Grube 1. Klara. *
Unten: Teil eines länglichen, von vererzter Eozoonstruktur umgebenen Skarnauges. Grube 1. Klara. *

## Taf. V.

Fig. 1. Von eozoonalstruirten Serpentinzonen umrandete Skarn-Druckstücke (a) in Kalkstein. Grube 1. Klara. * (vergl. d. Schema in Fig. 46).

Fig. 2. Eozoonalstruirte Serpentinzone von feinkrustifizirtem Magnetittrum (a-b) durchschnitten. Grube 3. Klara. *

## Taf. VI.

Fig. 1. a. Gefaltete, eozoonalstruirte Serpentinzone in Kalkstein. Rechts: dunkler Serpentin; links: Kalkstein; dazwischen: gefalteter Streifen von Eozoon-Serpentin. Grube 3. Klara. †
b. Kalkstein mit breiter, vielfach gewundener, eozoonalstruirter Serpentinzone. Grube 3. Klara. †

Fig. 2. Durchschnitt eines ovalen Erzschlauches mit Nebenschlauch a (mit rundlichem Durchschnitt), m = Magnetit, i = Vesuvian.

## Taf. VII.

Gruppe von Erzschläuchen, Magnetitgängen und vererzten „Eozoon“ in Kalkstein. †
a = Aus dem Kalkstein herauspräparirter Erzschlauch. („Baum“ mit „Ästen“ a und a'). Der Dünnschliff in Fig.

51 ist von der Stelle s entnommen). Erztagebau beim Kalkbruche von Hopunwaara.
x = Stück eines kleineren Erzschlauches mit rundlichem Querschnitt.
i, m, v, w und z = Durchschnitte von rundlichen und länglich ovalen Erzschläuchen.
b' = Teil eines nicht vollständig ausgefüllten Erzschlauches (Vesuviandruse auf Magnetit-Fluoritkrusten).
l = Magnetitgangtrümer in Kalkstein. Grube 1. Herberz. (Vergl. das Dünnschliffbild des Gangkreuzes in Fig. 38).
o = Stück eines Gangkreuzes mit gleichzeitiger Füllung. (Vergl. auch die Verzweigungsstelle im unteren Teile des rechten Blockes auf Taf. X). Grube 1. Klara.
f = Magnetitgänge in Kalkstein, bei f'' und f' in Salit und Serpentin vertaubend.
c, h, q, k, p, r und y = unregelmässige Hohlraumsfüllungen mit feinster Lagenstruktur in Kalkstein. Grube 1. Klara.
d und u = von vererzten Eozoon-Mänteln umgebene Skarnaugen (Vergl. Fig. 65).
n und j = gänzlich durch vererzte Eozoonstruktur ersetzte Skarnaugen. (Vergl. d. Dünnschliffbild in Fig. 62).
e, b und t = Pseudoschichtung in Magneteisenerz. Grube Ristaus und 1. Klara.
Die ganz undeutlich ausgefallenen Blockbilder links unten wurden nicht bezeichnet.

## Taf. VIII.

Felsoberfläche von lagenförmig struirtem Magneteisenerz oberhalb des Erztagebaues beim Kalkbruche von Hopunwaara. Die Aushöhlungen rühren von ausgewittertem Kalkstein her, welcher stellenweise (s. links oben) noch aus der Mitte der Vertiefungen hervorragt. (Vergl. d. Schema dazu in Fig. 48).

## Taf. IX.

Fig. 1. Plattenförmige, krustifizirte Hohlraumsfüllungen a-b und c-d in Kalkstein, z. T. durch rundliche, konzentrisch-lagenförmig struirte Erzschläuche verbunden; c. $^1/_2$ d. nat. Gr. *

Fig. 2. Derselbe Block von oben gesehen.
e, f, und g sind die Mündungen der entsprechenden Erzschläuche in Fig. 1. h, i, k, l und m = kleinere Schlauchmündungen, n-o = durch Silikateinsprengungen (Salit) angedeutete Schichtung des Kalksteins.
Erztagebau beim Kalkbruche von Hopunwaara.

Taf. X.

Magnetitgänge mit ausgeprägter Lagenstruktur in Kalkstein. Grube 1. und 2. Klara. †
(S. auch h und q in der Blockgruppe auf Taf. VII, sowie das Schema in Fig. 49).

## Berichtigungen.

In der Zeichenerklärung zu Fig. 11 ist der Diabas der im S. von Pitkäranta gelegenen Inseln zur jatulischen Formation gestellt worden. Er gehört aber, wie auf Seite 97 angegeben, vielmehr zur jotnischen Formation.

Auf Seite 128 ist die Kupferproduktion der Meyer-Gruben zu 1000, statt zu 1800 t angegeben. (Vergl. a. S. 168).




*Fig. 1. Durch Erzschläuche verbundene plattenförmige Gänge. crca 1/3 d. nat. Gr.*




*Fig. 2. Magneteisenerz mit Krustenstruktur. crca 1/2 d. nat. Gr.*



*Fig. 1. Pitkärantit*
*circa 1/3 d. nat. Gr.*




*Fig. 2. Erzschläuche.*
*circa 1/3 d. nat. Gr.*




Fig. 1. Skarninfiltrationen mit Eozoon-Serpentinzonen in Kalkstein.
c. $^1/_{10}$ d. nat. Gr.



Fig. 2. Vererzte Eozoonbildungen.
c. $^1/_5$ d. nat. Gr.



Fig. 1. Skarninfiltrationen mit (Eozoon-)Serpentinzonen. c. $^1/_5$ d. nat. Gr.



Fig. 2. Vererzte Eozoonstruktur. c. $^1/_8$ d. nat. Gr.




Fig. 1. Skarndruckstücke mit Eozoon-Serpentinzonen. c. $^1/_4$ d. nat. Gr.




Fig. 2. Eozoon-Serpentin mit Magnetittrum (a—b). c. $^1/_3$ d. nat. Gr.




Fig. 1. Gefaltete Eozoon-Serpentinzonen.
c. $^1/_6$ d. nat. Gr.

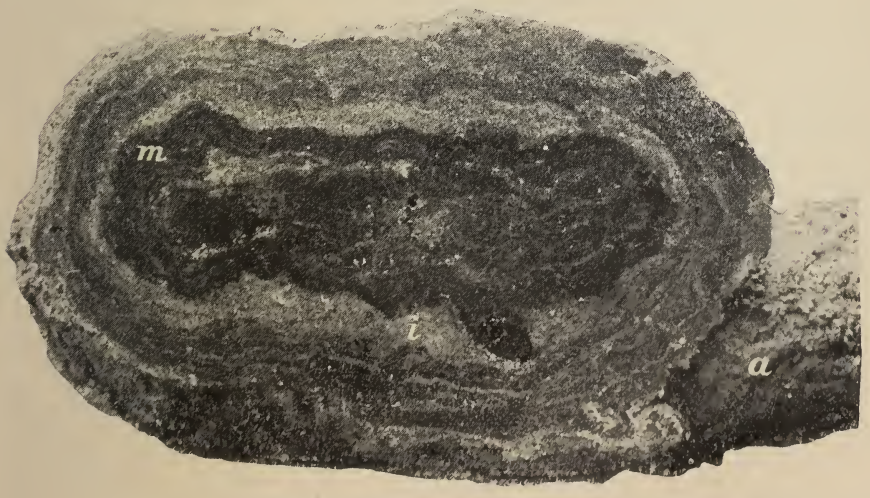



Fig. 2. Durchschnitt eines Erzschlauches.
c. nat. Gr.

Taf. VII.




Erzschläuche, Magnetittrümer und vererzter Eozoon-Serpentin. c. $^1/_8$ d. nat. Gr.



Magneteisenerz mit Lagenstruktur. Felsoberfläche beim Erztagebau am Kalkbruche von Hopunwaara. c. $^1/_{14}$ d. nat. Gr.




Fig. 1. Erzschläuche in Kalkstein (v. d. Seite).

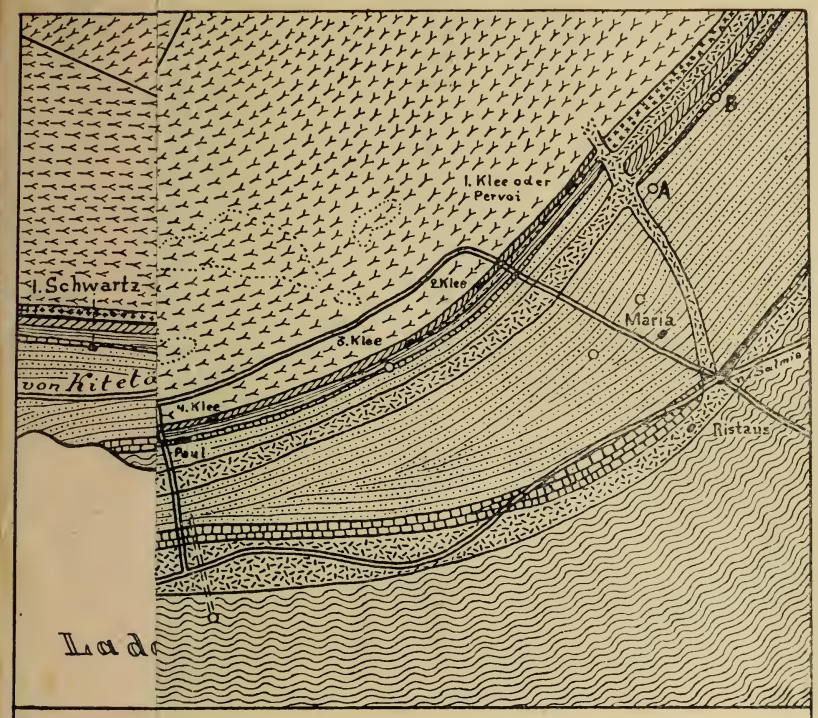



Fig. 2. Erzschläuche in Kalkstein (v. oben).

Taf. X.

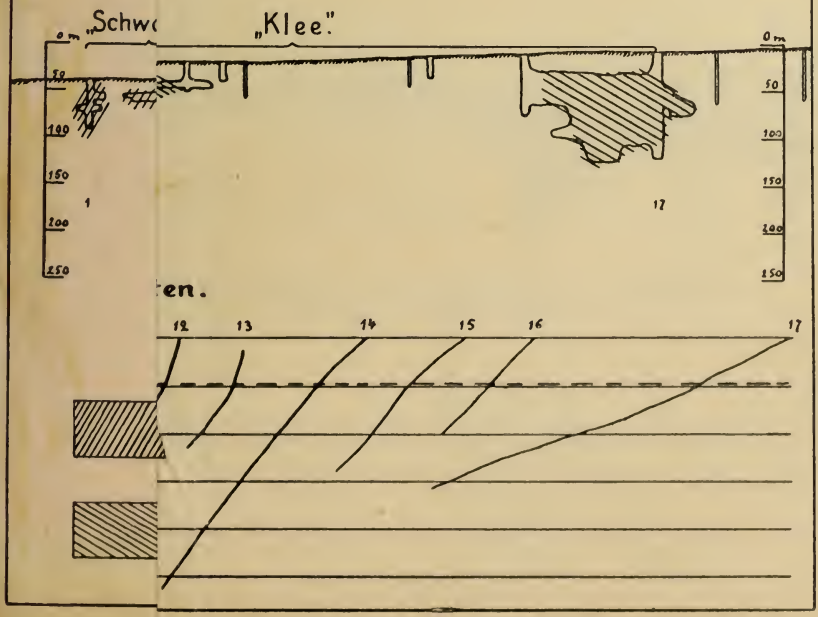


Magnetitgänge mit Lagenstruktur. c. $^1/_3$ d. nat. Gr.



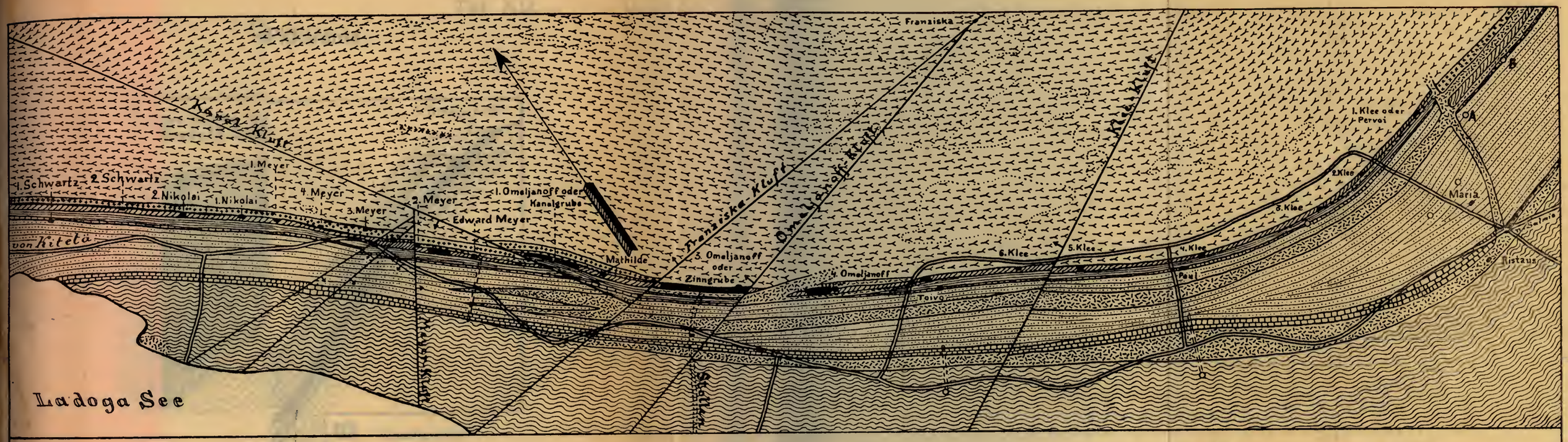

Gra Glimmerschiefer. Pegmatit.

Fel Schacht bezw. Tagebau. Verwerfung.



# Geologische Karte des alten Grubenfeldes von Pitkäranta.

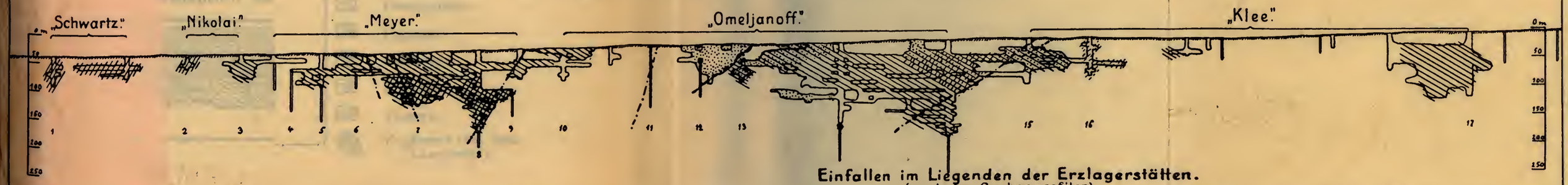
Masstab 1 : 8000.



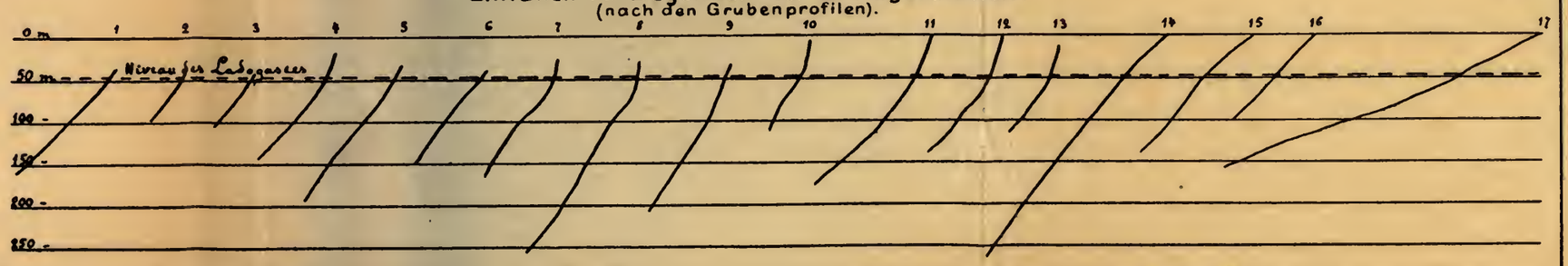

Granitgneiss. Dioritschiefer. Kalkstein. Skarn. Strahlsteinschiefer. Hornblendeschiefer. Glimmerschiefer. Pegmatit.

Felsen. Bohrloch. 500 1000 m. Schacht bezw. Tagebau. Verwerfung.

## Längsprofil durch die untere Erzzone.



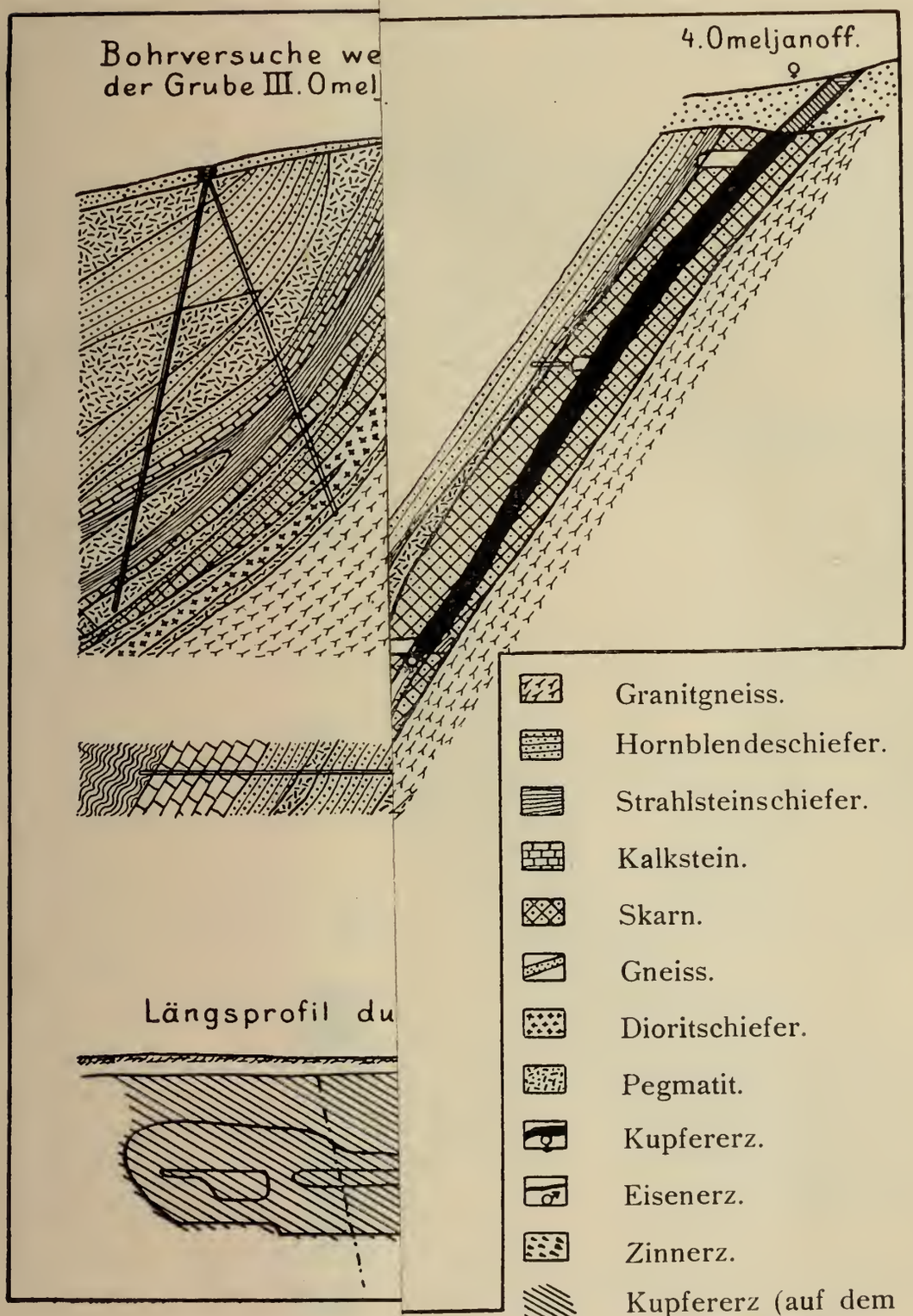

Einfallen im Liegenden der Erzlagerstätten.
(nach den Grubenprofilen).




Baue auf Eisen. Baue auf Zinn.

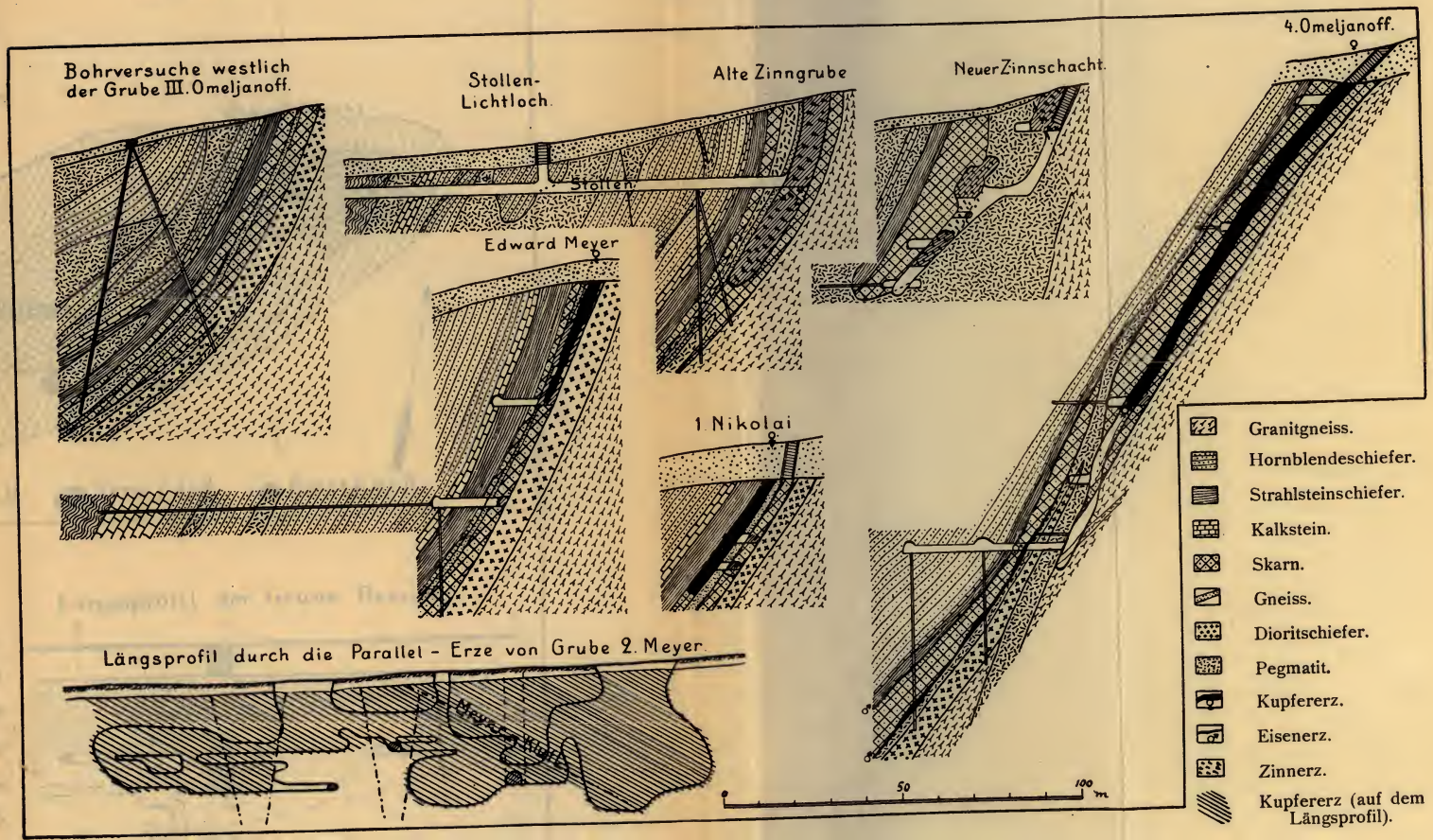
„ „ Kupfer. „ „ Zink.

# QPitkäranta.

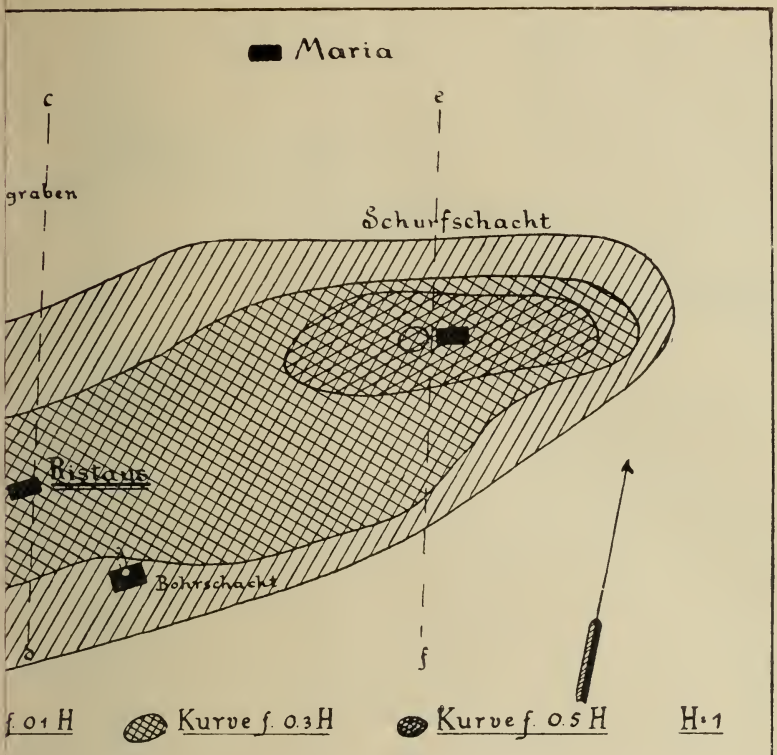


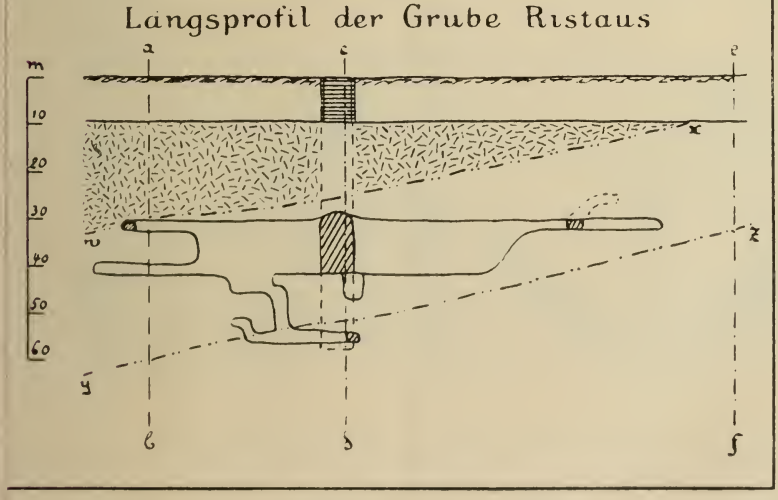
# Querprofile einiger Kupfer-Zinnerzgruben des alten Grubenfeldes von Pitkäranta.

Masstab 1 : 1600.



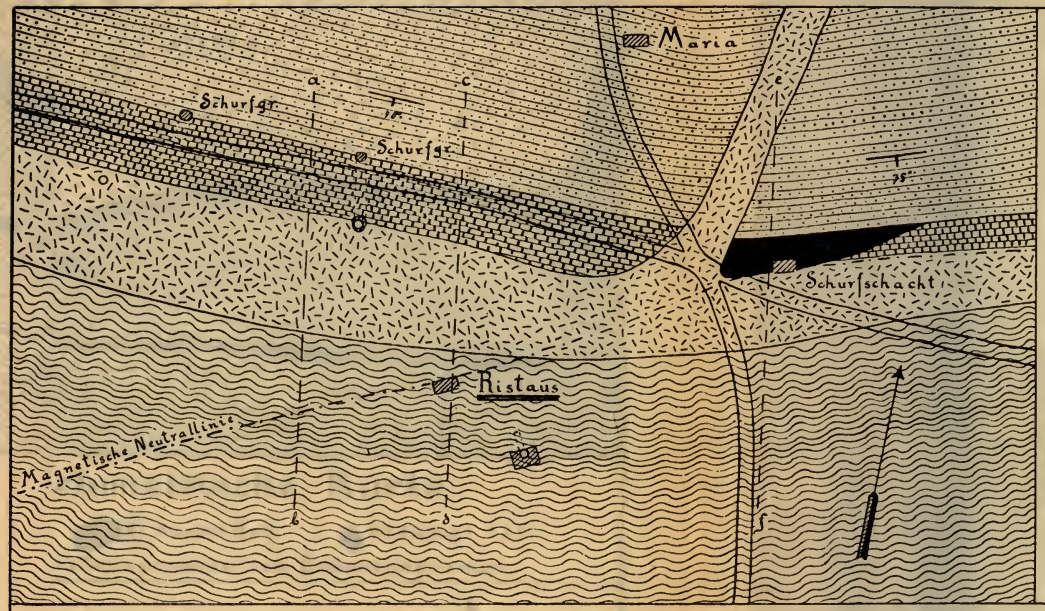
schacht.

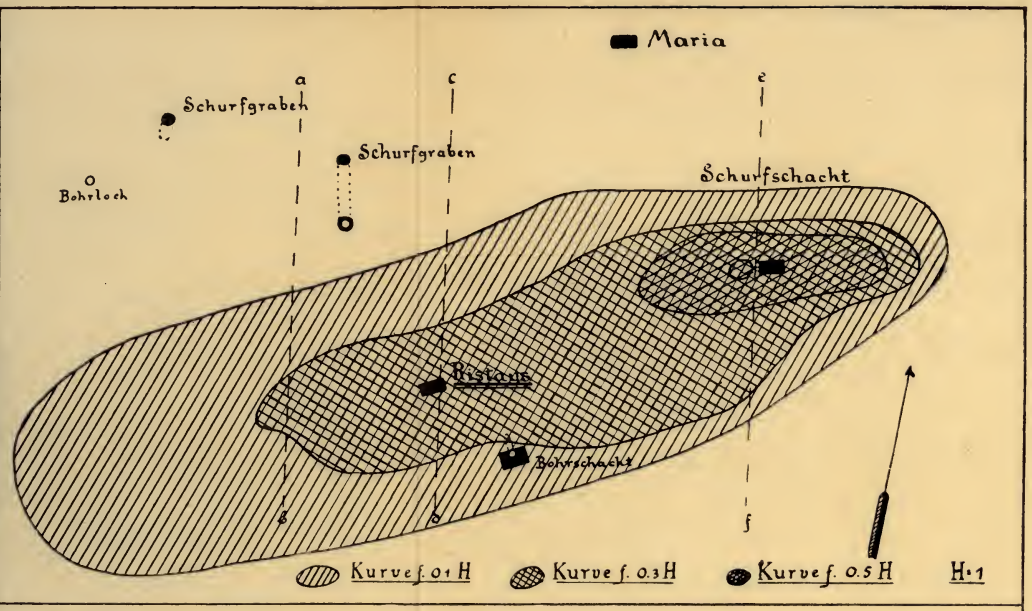

Maria
c
e
graben
Schurfschacht
Ristaus
Bohrschacht
f
f 0.1 H
Kurve f. 0.3 H
Kurve f. 0.5 H
H=1


Längsprofil der Grube Ristaus
a
c
e
m
10
20
30
40
50
60
x
z
y
b
d
f

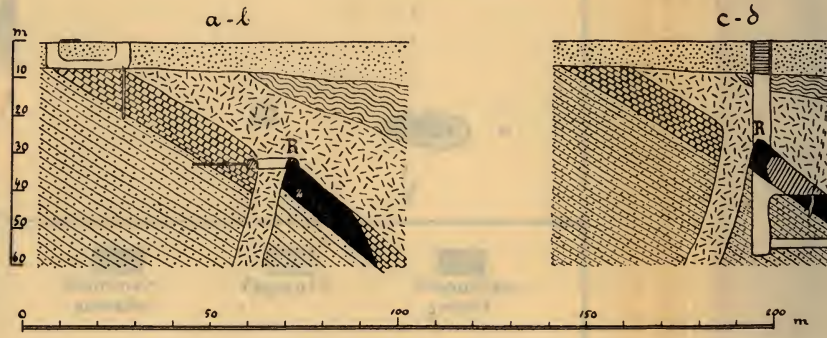
# Geologische und magnetometrische Karte der Gegend um den Ristausschacht.

Masstal 1 : 1600.

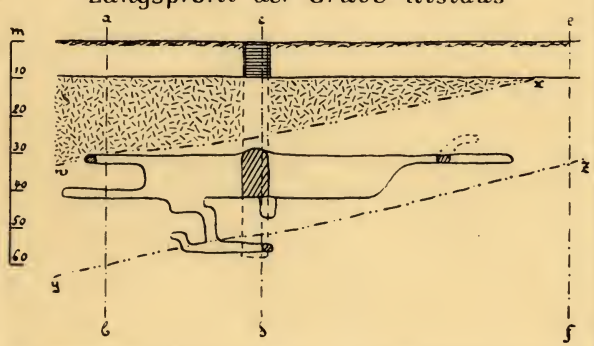



## Querprofile

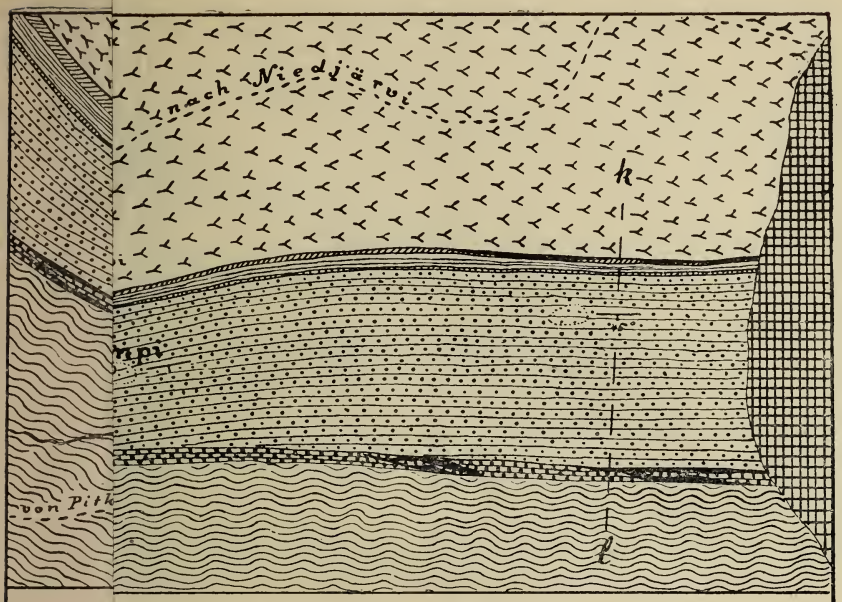



## Längsprofil der Grube Ristaus




Hornblendeschiefer. Kalkstein. Pegmatit. Glimmerschiefer. Erzkörper.

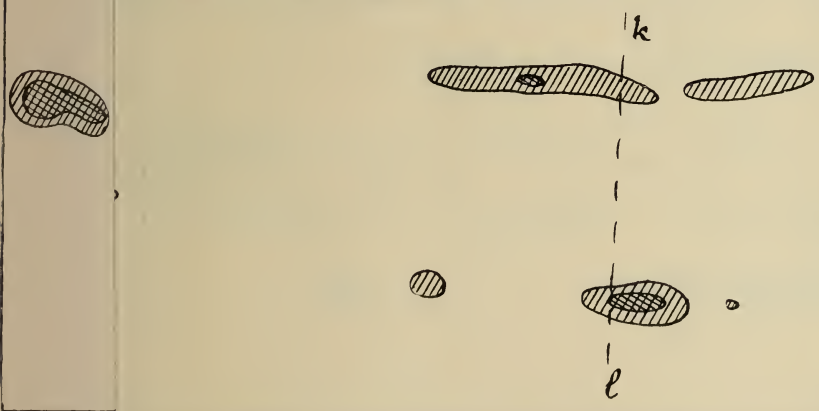
w—x, y—z Breite und Vorschub des Erzkörpers in südwestlicher Richtung.



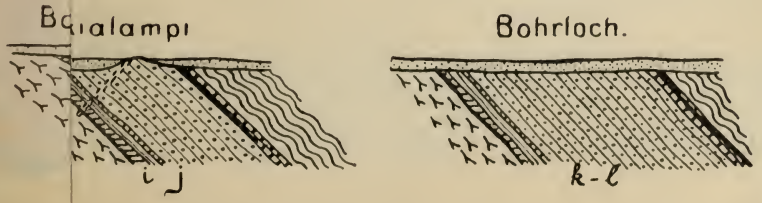

etometrische Karte

V.I. Kurve f. 0.6 H  V.I. Kurve f. 1.2 H.

talkomponente des Erdmagnetismus.

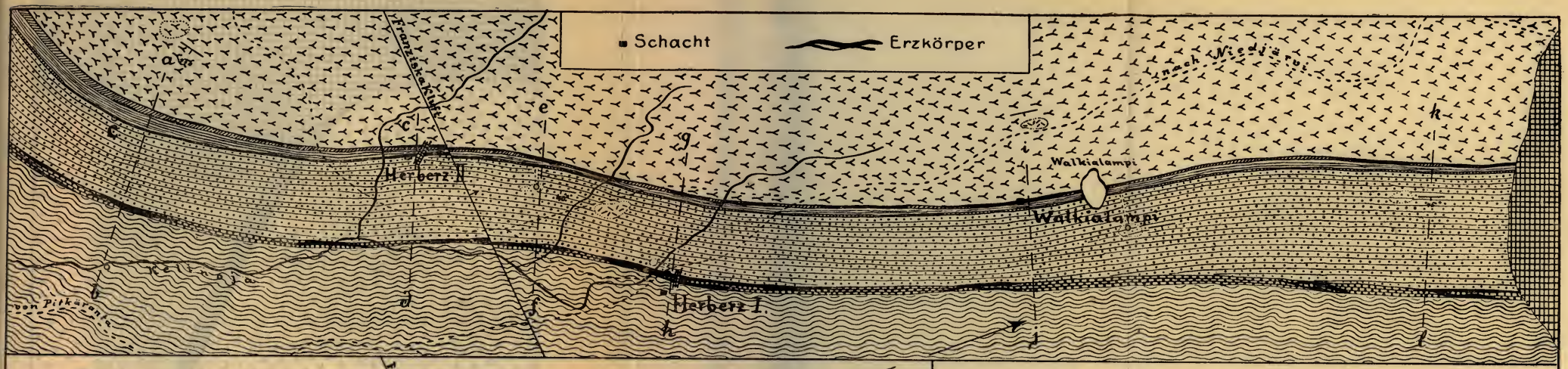


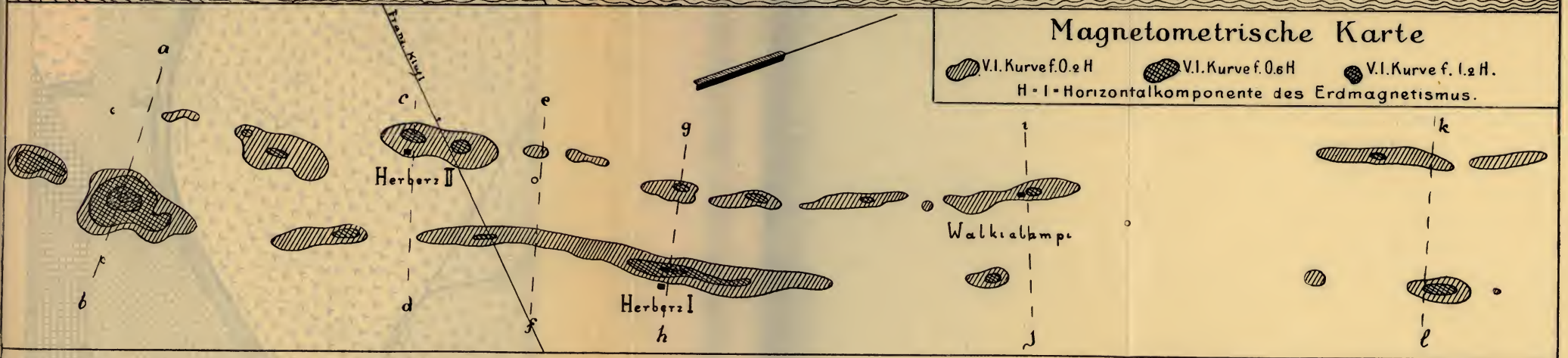

Felsen  Glimmer-schiefer  Pegmatit.  Rapakiwi-granit.



# Geologische Karte des neuen Grubenfeldes von Pitkäranta.

Masstab 1 : 8000.

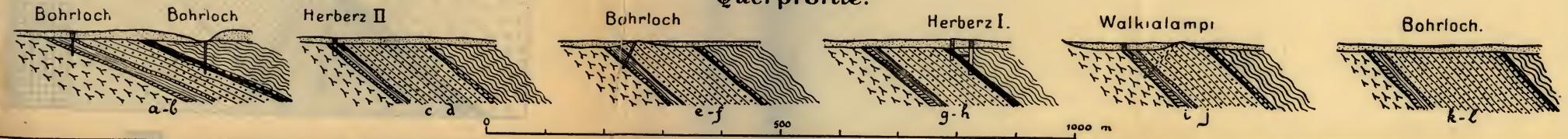


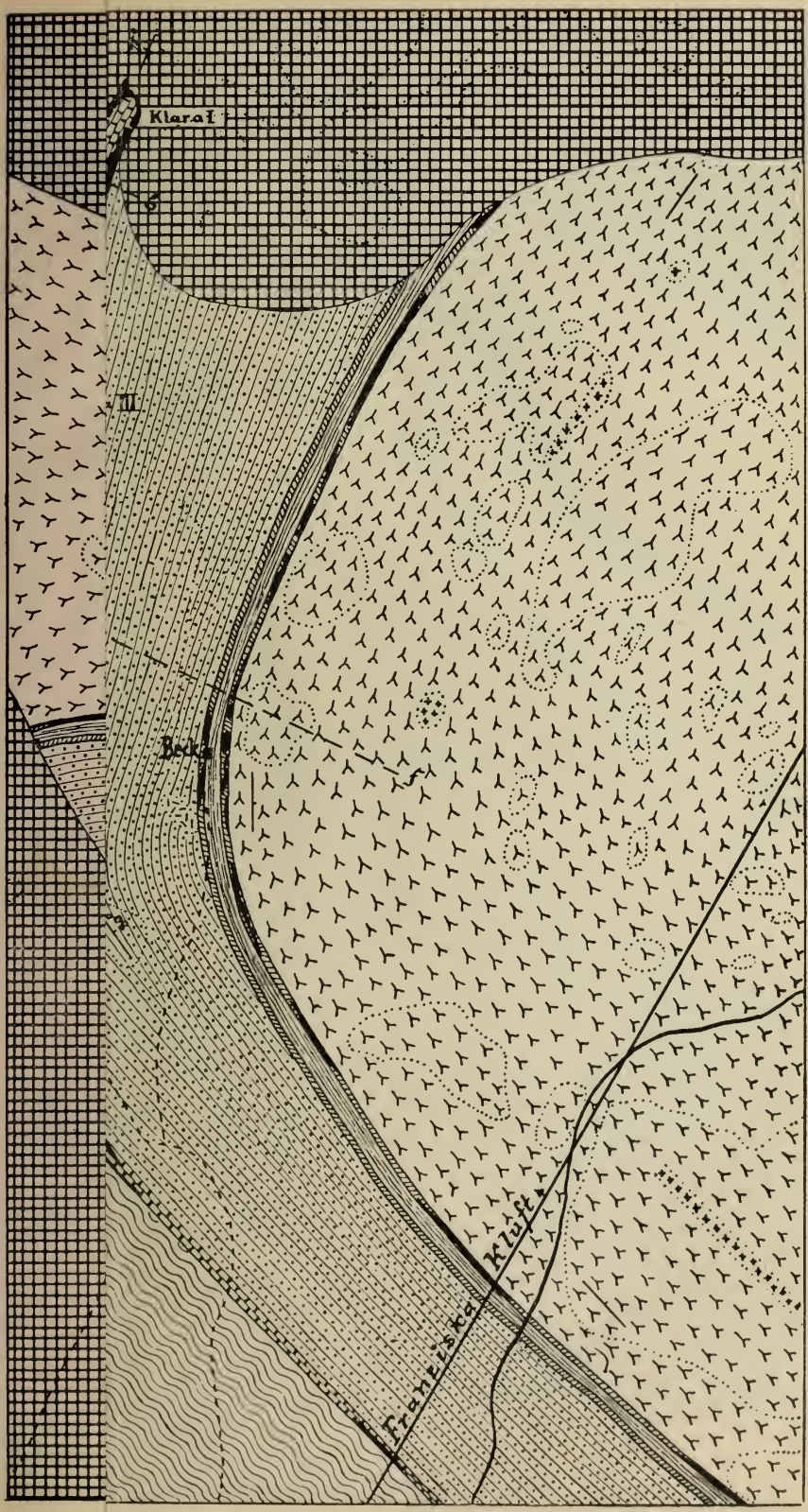







## Querprofile.

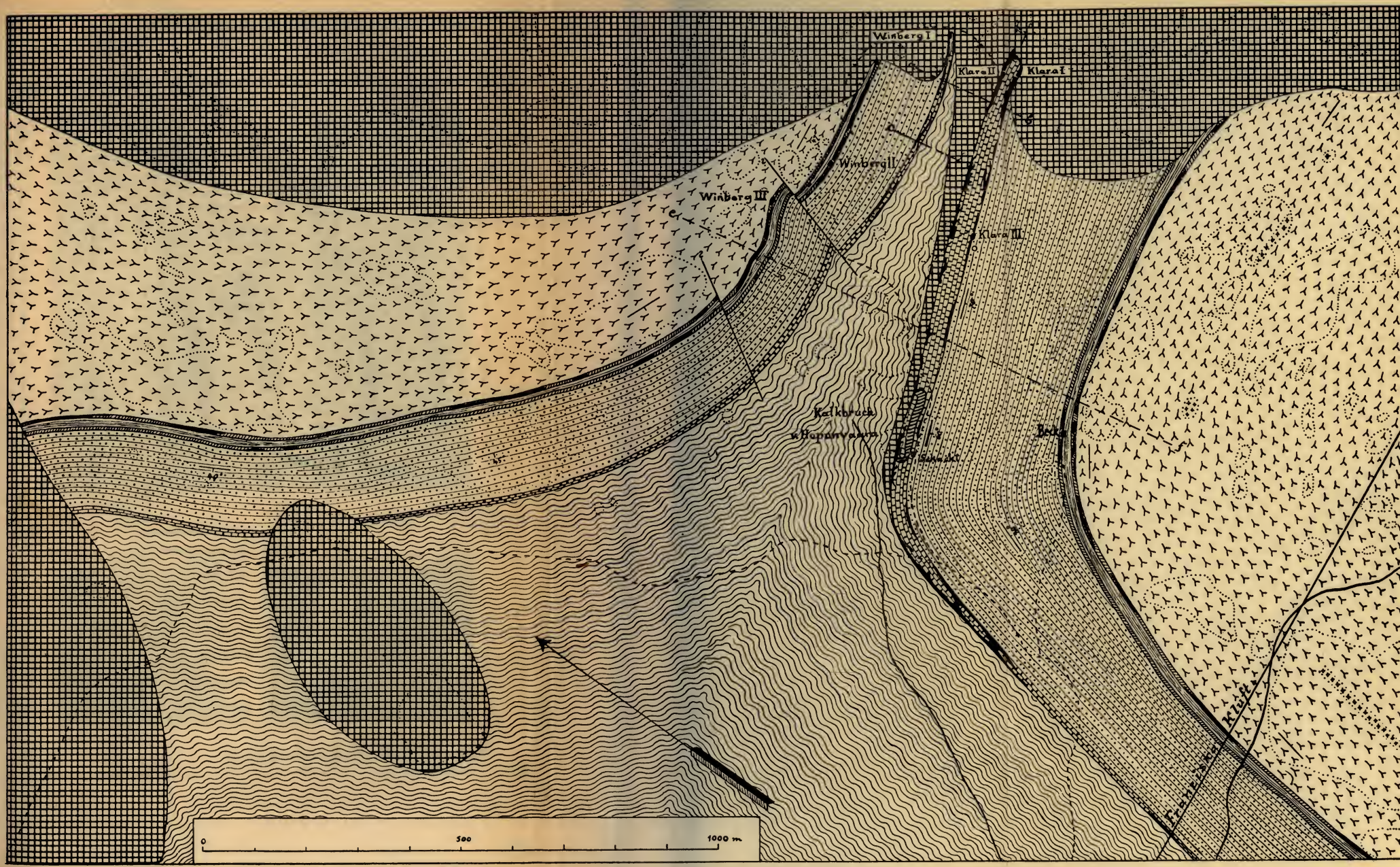





Rapakiwigranit.

# Geologische Karte des Grubenfeldes von Hopunwaara.

Masstab 1 : 8000.

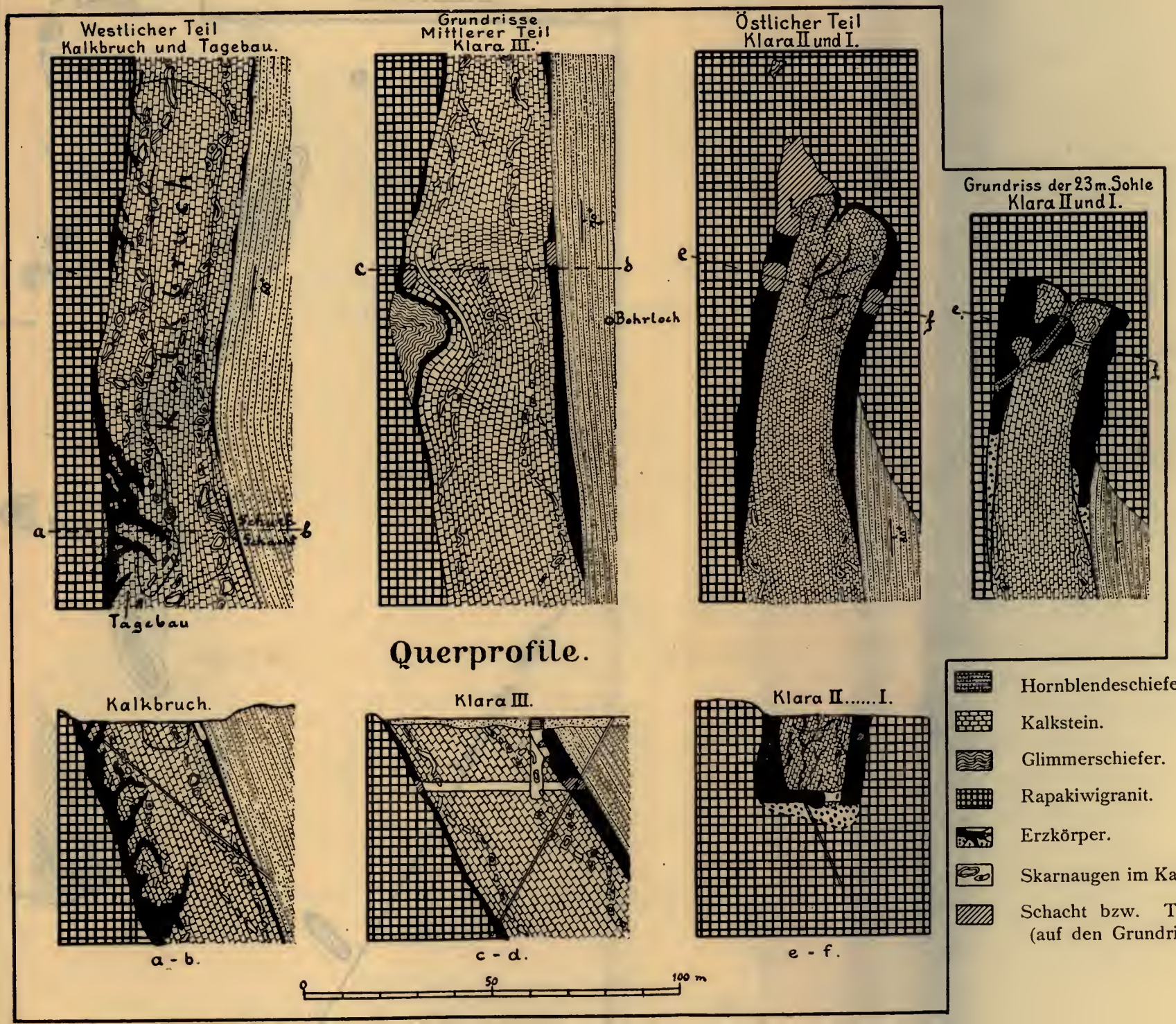



Granitgneiss. Kalkstein. Skarn. Strahlsteinschiefer. Hornblendeschiefer. Glimmerschiefer. Pegmatit. Rapakiwigranit.



# Geologische Spezialrisse des Klara-Erzzuges im Grubenfelde von Hopunwaara.

Masstab 1 : 1600.




Kurven f. d. negative Vertikal-Intensität.
Klara II
b
x
z
a III
Beck
Franziska-Kluft
e
0

# Magnetometrische Karte.
## des
# Grubenfeldes von Hopunvaara.

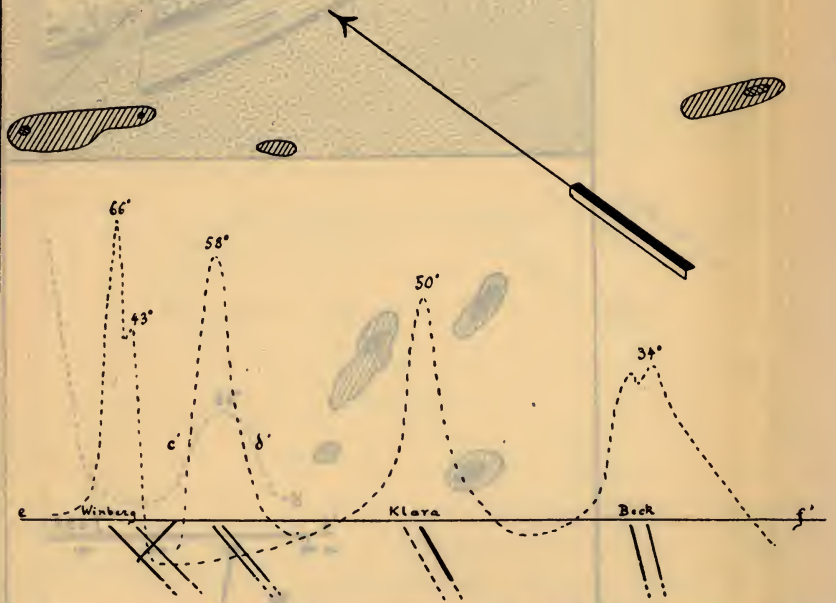
w - x Grenze des Rapakiwigranitesan der Tagesoberfläche
y - z Mutmassliche G. d. R. in crca 50 m Tiefe.

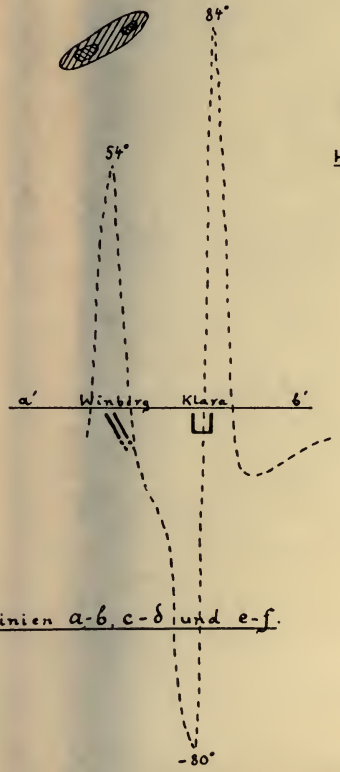
V.I. Kurve f. 0.2 H. V.I. Kurve f. 0.6 H. V.I. Kurve f. 1.2 H.

H = I = Horizontalkomponente des Erdmagnetismus.

Kurven f. d. negative Vertikal-Intensität.

Winberg I
Klara I
Klara II
Winberg II
Winberg III
Klara III
Bohrloch
Bohrloch
Kalkbruch von Hopunvaara
Schacht
Beck
Franziska-Kluft
w
y
x
z
a
b
c
d
e
f



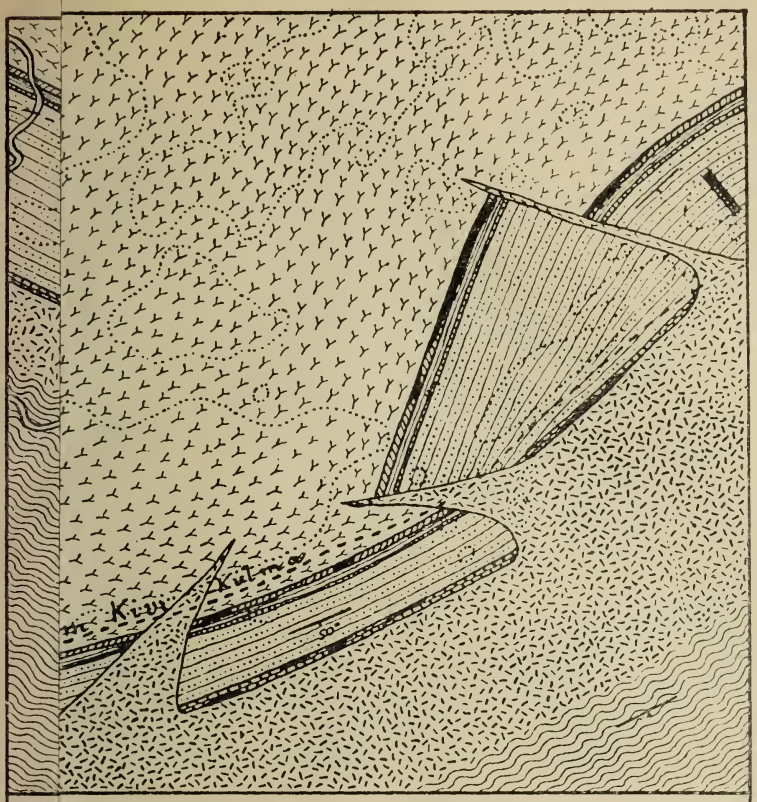



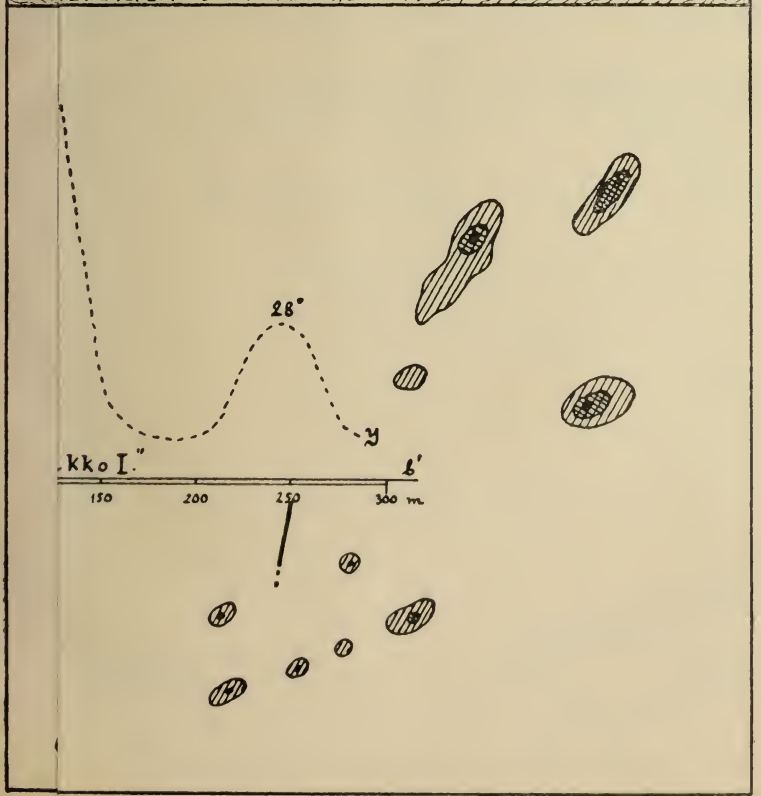

Profilkurven für die Ablenkungswinkel der Neigungsnadel längs der Linien a-b, c-d und e-f.

Konstante der Magnetnadel = 0.64

0 500 1000 m

Masstab 1 : 8000.

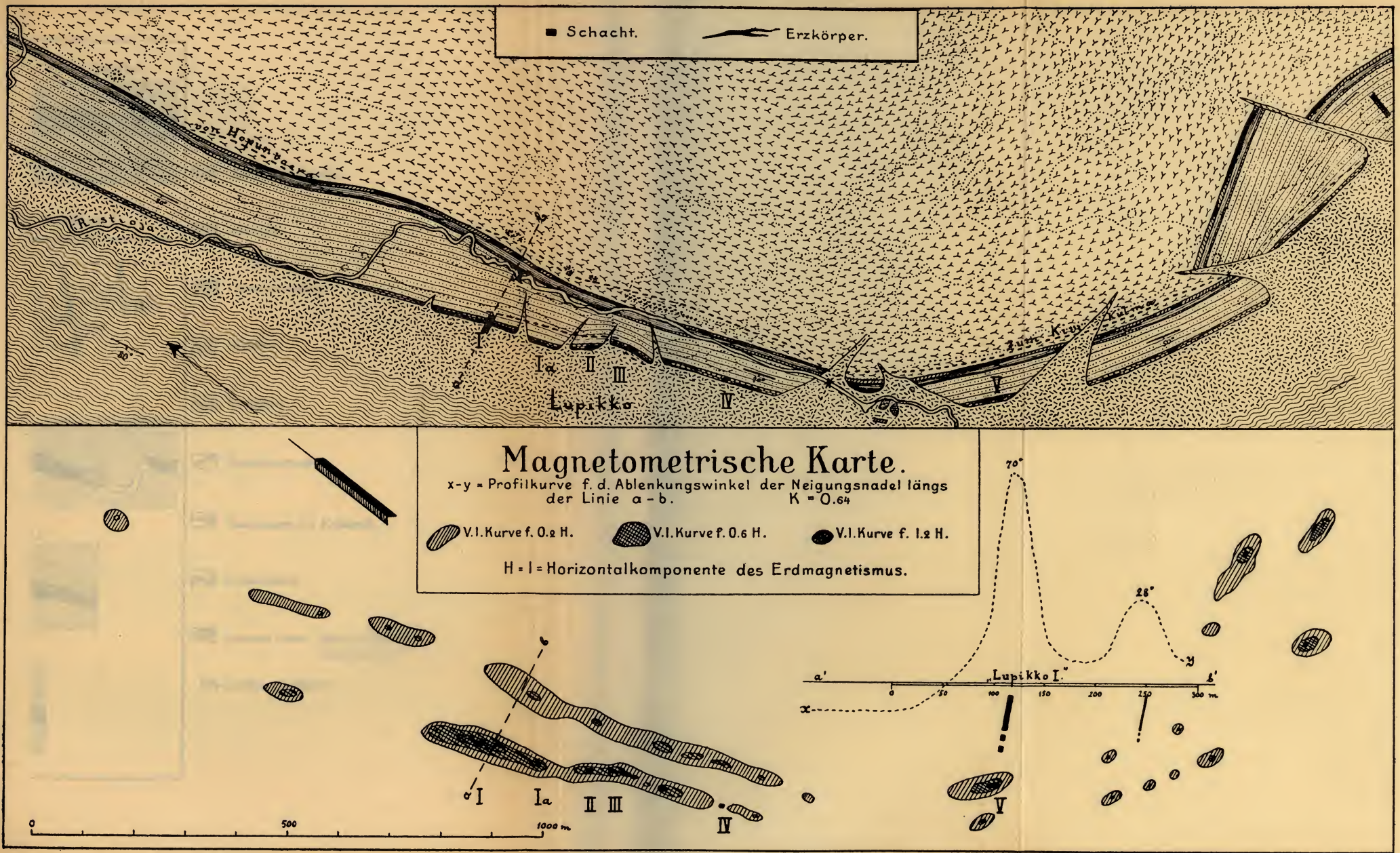


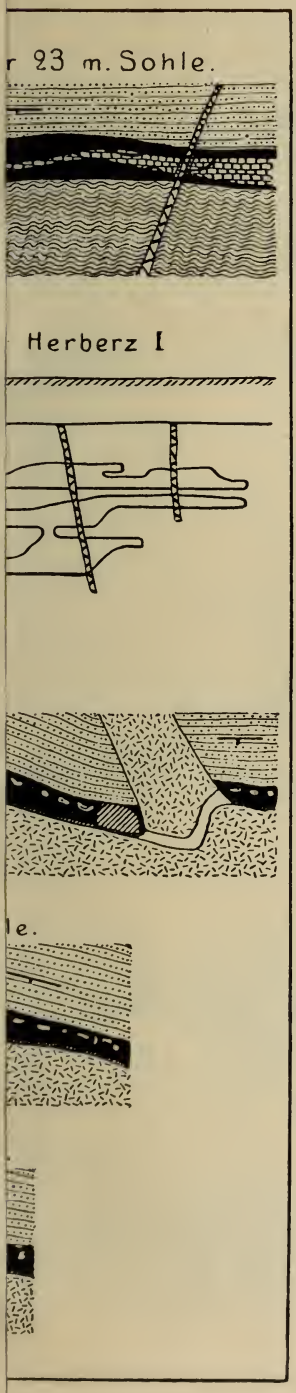




Pegmatit. Rapakiwigranit.

# Geologische Karte des Grubenfeldes von Lupikko.

Masstab 1 : 8000.






Hornblendeschiefer.

Kalkstein.

Glimmerschiefer.

Pegmatit.

Erzkörper.

Rapakiwigranit.

Skarnaugen im Kalkstein.

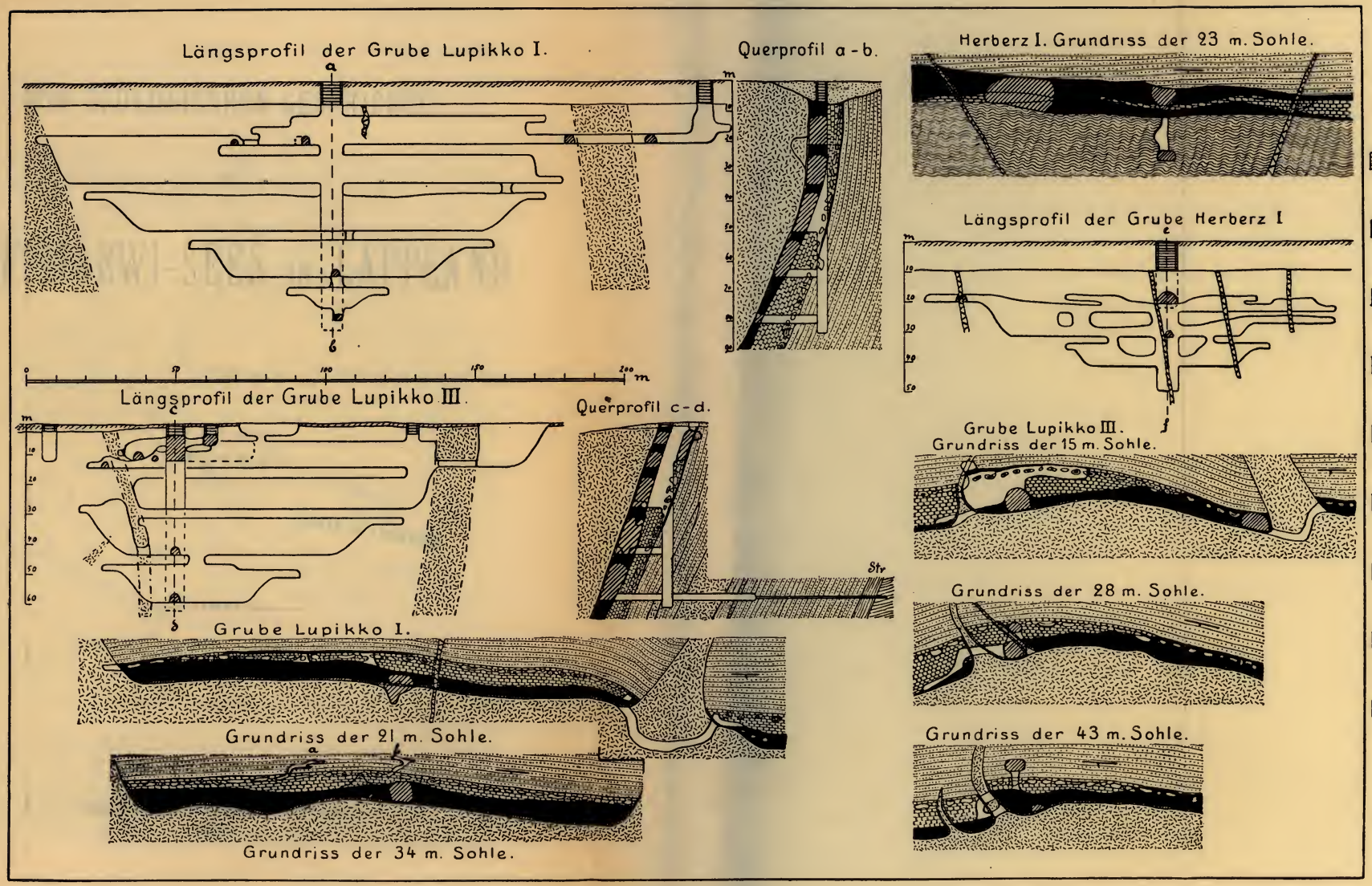
Kontaktzone.

Schacht bezw. Gesenk (auf den Grundrissen.)

Str Strahlsteinschiefer.

# Spezialrisse der Gruben Lupikko I und III und Herberz I.

Masstab 1 : 1600.



BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE. N:o 20.

# ZUR GEOLOGISCHEN GESCHICHTE

DES

# KILPISJÄRWI-SEES IN LAPPLAND

VON

V. TANNER

HELSINGFORS
ERENCKELLSKA TRYCKERI-AKTIEBOLAGET
1907

Der Kilpisjärwi-See (I, Fig. 1) liegt im nordwestlichen Teile des finnländischen Lappmarken, im Kirchspiele Enontekis, in 68° 55′ 37″—69° 3′ 40″ n. Breite und 20° 38′ 10″—20° 58′ 15″ ö. Länge von Greenwich. Er bildet das oberste Sammelbassin des Könkämä-Eno-




Fig. 1. Die Seen Kilpisjärwi (I) und Porojärwi (II) mit Umgebungen.

Flusses, des südwestlichen Hauptzweiges des Muonio-Flusses und bezeichnet, wie die beide letzteren, die Reichsgrenze zwischen Schweden und Finnland. Der See, der grösste im genannten Flusstale, hat einen Flächeninhalt von etwa 39 qkm. Die Längsachse des Sees, die sich von NW gegen SO erstreckt, misst 20 km (vergl. die Spezial-

karte 1); die durchschnittliche Breite beträgt 2—3 km. Die Uferlinien verlaufen einander ziemlich parallel; die horizontale Gliederung ist deshalb wenig ausgebildet. Nur die vorspringende Gebirgshalbinsel Salmiwaarat schnürt den See in der Mitte bis auf eine Breite von etwa hundert m ein. Das etwas kleinere Südbecken, Eteläkilpisjärwi, erstreckt sich von dieser Seeenge, Kilpissalmi, bis zum seichten Abflusse bei der Kilpisluspa-Stromschnelle. Am nördlichen Ende läuft der obere Teil in zwei zugespitzte Verzweigungen aus, die durch die Malla-Halbinsel geschieden sind. Der See liegt in der für finnländische Verhältnisse bedeutenden Meereshöhe von 475,9 m von einem freundlichen, mit Knieholz bestandenen Birkenwalde umgürtet, dessen obere Grenze (am Westabhange des Saana-Berges) eine Höhe von etwa 570 m ü. d. M. erreicht. Hie und da sieht man noch im Sommer an geschützten Stellen blendend weisse Schneeflecke, die den Reiz der Landschaft noch erhöhen.

Wie aus der Spezialkarte I ersichtlich, liegt der See verhältnismässig tief in den Gebirgsmassen eingesenkt. Die durchschnittliche Relativhöhe der Umgegend, die eine ziemlich stark akzentuirte Topographie besitzt, beträgt wenigstens 300 m. Die Gebirge erheben sich am oberen Ende des Sees, wie auch am schwedischen Südwestufer ziemlich steil über die Wasseroberfläche, von der sie nur durch schmale, flachere Grussäume geschieden werden. Auf der Ostseite des südlichen Teiles, wo die Gebirgswände mehr zurücktreten, werden die Ufer dagegen von sanft abfallenden Moränenböschungen gebildet.

Über die Tiefenverhältnisse des Sees liegen keine veröffentlichten Notizen vor. Die talabwärts wohnenden Bauern, die hier im Frühwinter Fischfang treiben, teilten mir aber mit, dass sie Tiefen von etwa 60 m gelotet haben. Die Oberflächentemperatur des ausserordentlich klaren und durchsichtigen Wassers war am 10. Juli 1906 + 6° C.

Aus der allgemeinen Morphologie des Gebietes scheint mir *a priori* hervorzugehen, dass der Kilpisjärwi als ein sog. *fjordähnlicher Randsee* angesehen werden kann [1]). Der See dürfte sich also derjenigen Zone angliedern, die durch K. Ahlenius unter dem Na-

[1]) Randseen nennt man allgemein die Seen, welche in vielen Gebirgsgegenden im Grenzgebiete gegen die Ebenen vorkommen und die sich sowohl durch äussere Begrenzung, als durch ober- und unterseeische Reliefverhältnisse an die Fjorde anschliessen. Vergl. jedoch O. Nordenskjöld: Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten, S. 157—162, Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. IV.

men *„der Seenkettenregion in Schwedisch-Lappland"* bekannt geworden ist [1]).

Auch in betreff der Geologie der Umgegend stimmt er nämlich mit den beschriebenen Typen jener Region überein. Die Berge im oberen Teile des Sees gehören zum kaledonisch-skandinawischen Kettengebirge, zum Kölen. Die Füsse der steilen Ostglinte derselben bestehen aus klastischen Sedimentärgesteinen, Konglomeraten, Tonschiefern, Sandsteinen, Quarziten (Blåkvarts) und Dolomiten. Fossile hat man hier zwar nicht angetroffen, die Sedimentärgesteine sind aber denjenigen der silurischen Hyolithuszone in dem Gebiete des südlich von dieser Gegend gelegenen Torne Träsk im schwedischen Lappland [2]), soweit man dies typologisch zu beurteilen vermag, ganz ähnlich. Über diesen Sedimentkomplexen lagern wiederum mächtige Schollen kataklastischer Schiefer. Die Ausdehnung dieser Hochgebirgsformation gegen Süden kann durch eine Linie bezeichnet werden, welche von dem Südabhange des Saana-Berges quer über den Kilpisjärwi nach Tantawaara am schwedischen Ufer gezogen gedacht ist.

Südlich von dieser Grenzlinie liegt der Kilpisjärwi auf archäischem Gebiet, welches hier aus drei Gesteinsarten aufgebaut ist: Einem grauen, mittelkörnigen, porphyrischen Gneissgranit, welcher, bevor er von einem Gabbrodiabase durchsetzt worden, stark geschiefert wurde. Diese beiden sind wiederum stark metamorphosirt worden, bevor ein jüngerer, hellroter, an Feldspat sehr reicher, teilweise an dunklen Mineralien ungemein armer Granit hervorbrach. Jener letztere bildet mit den beiden anderen stellenweise intime, adergneissartige Mischungen.

Die erste Bildungsgeschichte der Seewanne führt zwar in präquartäre Zeit zurück. Manche Umstände zwingen nämlich zu der Annahme, dass die verhältnismässig mächtige, schwach geschlängelte Talsohle des Könkämä-Eno-Systems hauptsächlich durch fluviatile Erosion entstanden ist, wenn auch der ziemlich geradlinige Gesamtverlauf derselben ahnen lässt, dass auch Spaltenbildungen oder

---

[1]) Beiträge zur Kenntnis der Seenkettenregion in Schwedisch-Lappland, Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. V, Part. 1. N:o 2.

[2]) Vergl. P. J. Holmquist: En geologisk profil öfver den skandinaviska fjällkedjan vid Torneträsk, Geolog. Fören. i Stockholm Förhandl. XXV, S. 36. Manche wertvolle Auskünfte in dieser Frage verdanke ich Herrn Cand. phil. W. Wahl, der diese Gegend im Sommer 1905 bereiste.

Verwerfungen die Erosion vorzugsweise in bestimmte Richtungen gelenkt haben.

Man sehe z. B. den Durchgang des Tales bei der Kilpisluspa-Stromschnelle (Spezialkarte I.). An den das Tal hier flankirenden Bergen Ristimawaara und Taatsowaara wurden keine an tektonische Entstehungsursachen erinnernden Umstände beobachtet und die Talwindung muss folglich durch die Erosion erzeugt sein.

Wir erinnern uns, dass Fennoskandia sich spätestens zur Jura- oder am Anfange der Kreide-Zeit über das Meer erhob [1]) und ein Hochland bildete. Von diesem wurden die Niederschläge nach den Abdachungen des damaligen Terrains hin und also aller Wahrscheinlichkeit nach auch gegen Osten fortgeführt. Hierbei schnitten sie Rinnen in den Felsboden ein. Die paläogeographische Lage der Wasserscheide dieser Zeit zu bestimmen ist zwar nicht möglich, aber ich möchte die gegen O abfallenden Talleisten der Pässe in den Hochgebirgen dieser Region mit A. Hamberg [2]) als die Zeugen alter Durchgangstäler (= Durchbruchstäler) auffassen, und die betreffende Wasserscheide muss also zum mindesten westlich von der gegenwärtigen gelegen haben. Mit den grossen Einbrüchen der Miozän-Zeit im Gebiete des Atlantischen Ozeans wurde wieder ein neuer Erosionszyklus eingeleitet. Die Quellgebiete dieser Flüsse sprangen, wie man bekanntlich annimmt, durch die grossen Verwerfungen längs der atlantischen Küste Norwegens in die Höhe. Die Flüsse übten demzufolge eine noch lebhaftere Erosion während der langen Zeiträume des Pliozäns aus, und die Täler wurden beträchtlich übertieft.

Die Anschauung, dass die meisten der grossen norrbottnischen Flusstäler durch die Erosion fliessenden Wassers entstanden, hat Gunnar Andersson [3]) vertreten und auch A. G. Högbom [4]) hat sich dieser Doktrin angeschlossen. Die Ansicht, dass die (Rand)seebecken

---

[1]) Auf Andö in Norwegen (in Lofoten-Vesteraalen, 69° 10′ n. Br.) befindet sich ein kleines Feld, wo brauner, oberster Jura nachgewiesen worden ist. Vergl. J. H. L. Vogt: Om Andøens jurafelt, navnlig om landets langsomme nedsynkning under juratiden og den senere hævning samt gravforkastning. Norges geol. Undersøgelse. No. 43, V. Kristiania 1905. Sonst kennt man im nördlichen Teil Fennoskandias keine jüngeren präquartären Ablagerungen.

[2]) Sarjekfjällen. En geografisk undersökning. Ymer 1901, S. 164.

[3]) Om Mälaretrakternas geografi. Ymer 1903, S. 56.

[4]) Norrland, Naturbeskrifning. Norrländskt handbibliotek I, S. 79. Uppsala 1906.

der Seenkettenregion in Lappland in erster Linie durch die Erosion der Flüsse ausgehöhlt worden sind, ist von K. Ahlenius[1]) ausgesprochen worden.

Der Kilpisjärwi-See dürfte danach also ein Teilstück eines uralten Flusstales ausfüllen.

Bei der Ausbildung mancher Details des Kilpisjärwi-Beckens, wie auch des Könkämä-Eno-Tales spielten jedoch sicher, wie angedeutet wurde, auch die Krustenbewegungen eine bedeutende Rolle. Die Stratifikation des Hochgebirgsglintes in Finnland giebt nämlich an die Hand, dass die Gebirgskette in dieser Gegend aus von NW unter sehr flachem Winkel über die Sedimentärformation überschobenen Schollen aufgebaut wurde. Die in der Kilpisjärwi-Gegend jetzt zu beobachtenden Teile dieses Schuppengebirges wurden (wie auch in verschiedenen Gegenden Norrbottens wahrgenommen worden ist) nachher durch einen Grabenbruch im Verhältnis zu den jetzt ganz vernichteten Ostgebieten des Silurs eingesenkt. Dies geht daraus hervor, dass die später noch weiter abgetragene Fortsetzung der silurischen Abrasionsfläche im O ein noch höheres Niveau erreicht, als die der auf der westlichen Seite noch anstehenden Hochgebirgsformation. Zur Zeit dieser Verwerfung wurden wohl die teils ziemlich engen, tiefen, hauptsächlich in O—W bis WNW streichenden Täler, die besonders in der archäischen Umgegend ins Auge fallen, angelegt. Die Karte umfasst wenigstens zwei ausgeprägte Bruchlinien dieser Richtung. Die nördliche erstreckt sich vom Nordfusse des Ailakaswaara-Berges durch ein etwa 10 km langes tiefes Tal, dessen Breite etwas kleiner als 1 km ist gegen O, wo das genau in der topographischen Fortsetzung dieser Linie fallende, 350 m hohe Südufer des Törmäsjärwi-Sees eine Strecke von etwa 4 km mit einer ausgezeichnet schön ausgebildeten, 60° gegen N fallenden Gleitzone in Granit zusammenfällt. Sehr wahrscheinlich ist es, obgleich noch nicht nachgewiesen, dass die westliche Verzweigung des Kilpisjärwis die etwas verbogene Fortsetzung dieser Linie gegen W bezeichnet. Die südliche Bruchlinie bestimmt die Südgrenze des Wirdni-Gebirgsplateaus und verläuft auf dem Gebiete der Karte von der Südseite des Peerawaara-Berges an der Südseite der Mukkawaara-Berge vorbei in das Kumma-Eno-Tal. Ein tektonisches Tal, parallel zu den vorigen, ist wohl auch dasjenige, welches sich zwischen die Kiwiwaara- und Talwatas-Berge quer über

---

[1]) L. c., S. 79.

das Könkämä-Eno-Flusstal und weiter zwischen die Arpoiwi- und Tjadtjapahta-Berge erstreckt. Hier habe ich jedoch Brekzien nicht nachweisen können.

Eine zweite Gruppe Täler (und mit diesen parallele Gleitzonen am Karjalanwaara, Mukkawaara und Laassuwaara) gehören zur Richtung SO—NW, also parallel der Hauptrichtung des Könkämä-Eno-Tales.

Ein drittes Talsystem tektonischen Ursprungs (Gleitzonen wurden an der Salmiwaarat-Halbinsel und am Westfusse des Ailakaswaara-Berges wahrgenommen) verläuft von SSW nach NNO.

Die Kombinationen dieser Dislokationen haben natürlich grosse Bedeutung für die Oberflächen- und Wannengestaltung im betreffenden Gebiete gehabt. Bei unserer gegenwärtigen, unvollständigen Kenntnis der Geologie der Enontekis-Lappmark, und die bathymetrischen Verhältnisse des Kilpisjärwi fast ignorirend, ist es jedoch noch nicht möglich, die verwickelten Entstehungsursachen, die Dislokationen einerseits und die Bedeutung der Erosion andererseits von einander zu unterscheiden.

Ich hoffe jedoch künftig auf diese Fragen zurückkommen zu können.

In glazialer Zeit wurde aber das gegenwärtige Relief der Gegend geschaffen. Durch die erosive Tätigkeit der Eismassen wurden die primären, durch Verwitterung entstandenen gratigen und zackigen Gebirgsformen ausgehobelt und die Profillinien des Bodenreliefs nahmen demnach sanftere Neigungen an. Einen grossen Betrag scheint die Exaration jedoch bei der Talbildung hier nicht erreicht zu haben; sie hat das Flusstal kaum übertiefen können, denn man bemerkt nirgends im Könkämä-Eno-Tale Andeutungen von hangenden Nebentälern. Die Ausräumung mag dagegen bedeutende Umgestaltungen ausgeübt haben. Die mächtigen Schutthalden der Talböschungen und die Verwitterungsresiduen der Ebenen wurden nämlich im Eise eingebacken und weit fortgetragen, um bei der Abschmelzung des Landeises wieder als Geröll- und Moränenmassen abgelagert zu werden, die besonders die Vertiefungen ausfüllten. Der Charakter der Erosionslandschaft der Pliozän-Zeit wurde aber hierdurch in beträchtlichem Grade verwischt oder zum mindesten gut maskirt.

Die Kilpisjärwi-Gegend lag nordwestlich von der Höhenachse des (letzten) Landeises und die Bewegung der Eismassen fand also

nach dieser Richtung hin statt[1]). Man kann dies an dem allgemein stattgefundenen Transport archäischer Blöcke nach dem Gebiete der Schiefer-Hochgebirgsformation erkennen. Ferner kann man an der Hand der in der folgenden Tabelle mitgeteilten Schrammenrichtungen und aus der Lage der Rundhöcker in der Umgegend erkennen, dass die Eismassen sich örtlich dem Relief gemäss zu Strömen angeordnet haben.

| Ziffern auf der Karte | Lokal | Richtung von | Gesteinsart |
|---|---|---|---|
| 1 | Jehkatsch NW-Seite[2]) . . . . . | SO | Katakl.Schiefer |
| 2 | Zwischen Jehkatsch und Possuwaara . | S10°O | „ „ |
| 3 | Possuwaara . . . . . | S—N | „ „ |
| 4 | Zwischen Kitsipahta und Malla . . . . | S40°O | Quarzit |
| 5 | Im W von Saana . . . . . | S40°O | Amphibolit |
| 6 | Im NO „ „ . . . . . | S10°O | Gneissgranit |
| 7 | W-Seite des Ailakaswaaras . . . . . | S15°-5°O | Granit |
| 8 | Im W vom See Sahkajärwi . . . . . | S37°O | Gneissgranit |
| 9 | Im O von Eteläkilpisjärwi . . . . . | S30°O | „ |
| 10 | Halbinsel von Salmiwaarat . . . . . | S30°O | „ |
| 11 | Kuolpanoiwi . . . . . | S26°O | „ |

Vergl. auch die Karten von K. A. Fredholm (l. c.) und A. G. Högbom (l. c.).

Bei der Rezession des Landeises zog sich der Eisrand auf die besonderen Lokale im Kilpisjärwi-Gebiete hauptsächlich normal zu diesen Schrammenrichtungen, also in der Richtung des Tales zurück, was durch das Vorkommen von Jahresrezessionsmoränen vom Sundbyberg-Typus[3]) bestätigt wird. Solche Ablagerungen treten gruppenweise an verschiedenen Orten auf, z. B. bei der Seenge Kilpissalmi, westwärts vom Gebirge Ailakaswaara und am SW-Ufer der westlichen Verzweigung im oberen Teil des Sees am Tanta-

[1]) Vergl. die Karten von K. A. Fredholm: Bidrag till kännedom om de glaciala förteelserna i Norrbotten. Sveriges geologiska undersökning, Ser. C. N:o 117. — G. De Geer: Om den senkvartära landhöjningen kring Bottniska viken, S. 392. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. XX. — A. G. Högbom: L. c., S. 114. Aus diesen Karten geht die Lage der Eisscheide hervor.

[2]) Freundliche Mitteilung von W. Wahl.

[3]) Vergl. G. De Geer: Stockholmstraktens geologi, S. 14. Stockholm 1897.

waara-Gebirge. Es sind parallele, flachkonvexe, etwa 2—3 bis 6 m hohe, einander ganz ähnliche Moränenwälle, welche mit mehreren rechtwinklig vom Ufer ausgehenden Landzungen eine kurze Strecke in den See hineinreichen. Die Abstände derselben, welche zwischen 60—100 m schwanken, geben an, dass der Eisrand sich hier jährlich um einen verhältnismässig sehr kleinen Betrag nach SO, der Eisscheide zu, zurückzog.

Das bei der Ablation des Landeises enstandene Schmelzwasser und die Niederschläge wurden zu einer Zeit als die Höhenachse des abschmelzenden Landeisrestes, der in dieser Gegend schliesslich im SO als eine mächtige Barre das Tal absperrte, noch eine beträchtlichere Höhe als die Wasserscheide im W erreichte, weil hier ein gegen den Landeisrand gerichteter Landabfall vorhanden war, im den Vertiefungen zwischen diese und jene, und besonders in den präglazialen Flusstälern zu ansehnlichen Eisstauseen aufgedämmt. Die Oberflächen dieser Stauseen senkten sich wohl erst allmählich mit den Höhen der in den Talpässen gegen W eine zeitlang noch daliegenden „Steineis“ [1])-decken (von Moräneablagerungen bedeckte, tote Überbleibsel des Landeises). Später wurden sie aber von den Höhen der von den Eisresten zuletzt verlassenen Bergschwellen dieser Pässe sukzessiv regulirt.

Die Merkmale solcher Eisstauseen sind aus Fennoskandia schon mehrfach beschrieben worden, aus Norwegen von einer Menge älterer Forscher [2]) und später zusammenfassend durch A. M. Hansen [3]), ferner von P. Öyen [4]) und H. Reusch [5]); aus Schweden im Gebiete westlich von der ehemaligen Eisscheide besonders von F. V. Svenonius [6]), K. A. Fredholm [7]), K. Pettersen [8]), A. G. Högbom [9]), G. An-

---

[1]) Vergl. F. Svenonius: Stora Sjöfallets geologi, S. 556. Geol. Fören. Förh. XXI.

[2]) Vargas Bedemar, Keilhau, Hörby, Chambers, J.R.Dakyns, Törnebohm u.A.

[3]) Om seter og strandlinjer i store höider over havet. Arch. for Math. og Naturviden., Bd X, S. 329. — Strandlinjestudier, Arch. for Math. og Naturviden., Bd. XIV, S. 264.

[4]) Dæmmevand, Bergens Museums Aarbog 1894—95. N:o 3. — Strandlinjer i Gudbrandsdalen, Arch. for Math. og Naturviden., 1896, S. 12.

[5]) Bræsjøer i fordums tid. Det norske geografiske Selskabs Aarbog X, S. 93.

[6]) Glacialundersökningar i Jukkasjärvi och Gellivare lappmarker. G. F. F. VII, S. 608. — Om oskiktade terrasser i Lappland. G. F. F. IX, S. 14. — G. F. F. XIV, S. 490. — Strandlinierna vid Torne Träsk. G. F. F. XX, S. 153. Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltrakters geologi. G. F. F. XXI, S. 552.

[7]) G. F. F. VIII, S. 57.

dersson [1]), A. Hamberg [2]), A. Gavelin [3]) u. A. Auch in Süd-Schweden wurden gewaltige Seen aufgestaut, welche A. Hollender [4]) und H. Munthe [5]) erforscht haben.

In der Einsenkung des Kilpisjärwi entstand also einst ein solcher langgestreckter Eisstausee. Durch das Anprallen der Wellen gegen die steileren Ufer wurden hier nämlich im losen Terrain Terrassen eingeschnitten, auf mässig geneigten Abhängen Strandwälle akkumulirt und wo Bäche in den Stausee mündeten wurden dicht unter dem Niveau der Seespiegel zuweilen Deltas abgelagert. Man bemerkt solche alte Strandbildungen an den Ufern an mehreren Stellen um den gegenwärtigen Kilpisjärwi, wie auch im Könkämä-Eno Tale, und man kann aus dem Vorhandensein solcher alten Wasserstandszeugen schliessen, dass die Transgression des Stausees einst weit über die gegenwärtigen Umrisse des Kilpisjärwi hinausreichte.

Ich mass mittels Aneroides die Höhen solcher alten Strandbildungen an folgenden Stellen im Könkämä-Eno-Tale.

1. *Am südlichen Moränenabhange des Berges Kiwiwaara,* etwa 4 km nordwärts vom Dorfe Wittangi, gewahrt man einen breiten, horizontalen Gürtel von c. 750 m Länge von freien grossen Blöcken. Bei näherer Besichtigung findet man, dass dieselben eigentlich zwei Akkumulationsterrassen angehören, von denen die höhere in 530 m ü. d. M., die untere in 516 m ü. d. M. liegt (Nivellementsbasis: Nagerwuopio 448.3 m ü. d. M.). Oberhalb der höheren traf ich keine

---

[8]) De geologiske bygningsforholde langs den nordlige side af Torne träsk. G. F. F. IX, S. 432.

[9]) G. F. F. IX, S. 14. — Om märken efter isdämda sjöar i Jemtlands fjälltrakter. G. F. F. XIV, S. 490. — Några anmärkningar om de isdämda sjöarna i Jemtland. G. F. F. XIX, S. 311. — Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. Sveriges geol. undersökning, Ser. C. N:o 140, S. 75. — Huru naturen danat Sverige, S. 66, Ljus 1899. — Norrland, Naturbeskrifning, S. 148. Uppsala 1906.

[1]) Den Centraljämtska issjön. Ymer 1907. Några anmärkningar om den Centraljämtska issjön. G. F. F. XIX. S. 488.

[2]) Om Kvikkjokkfjällens glaciärer. G. F. F. XVIII, S. 631. — Sarjekfjällen. En geografisk undersökning. Ymer 1901, S. 174.

[3]) On the Glacial Lake in the Upper Part of the Ume-River-Valley. Bull. Geol. Inst. Upsala IV, S. 231.

[4]) Om några svenska issjöar och iselfvar. I. Stråk-issjön, med en karta. G. F. F. XIX, S. 445. — Om några svenska issjöar och iselfvar. II. G. F. F. XXI, S. 357.

[5]) Beskrifning till kartbladet Falköping. Sveriges geologiska undersökning. Ser. Aa. N:o 120, S. 80. — Beskrifning till kartbladet Tidaholm. Ser. Aa. N:o 125, S. 102.

weiteren Strandbildungen. Diese scheint somit die höchste lakustrine Grenze (Lac. G.) des Ortes zu bezeichnen.

2. *Am Nordabhange des Berges Ala Njauko* ungefähr 1 km südwärts vom Dorfe Mukkawuoma findet man schöne Ackumulationsterrassen, die aus mit kleinen, abgerundeten Steinstücken gemengtem, sandigem Grus bestehen, vergl. Fig. 2, Tafel I. Dieselben erinnern vollkommen an die spätglazialen Deltaablagerungen an der Eismeerküste Norwegens. Von dem Seespiegel des Kielijärvi ausgehend mass ich die Höhen derselben mittels Nivellirtubus und Latte.

Die höchste Terrasse in 529.8 m ü. d. M. dicht am Berge ist etwa 300 m lang und 40 m breit. Dieselbe wird in der Mitte von der Ravine eines ausgetrockneten Baches durchschnitten. Gegen Süden von Ala Njauko findet man in entsprechender Höhe ein ähnliches Deltaplateau, das sich zwischen den Tadtjapahta und Termiswaara erstreckt.

Unter der erstgenannten Terrasse breitet sich eine fast ganz horizontale, von Birkensträuchern bewachsene Plateauebene aus, die in der Richtung zum Kummawuopio-Tale 0.5 km und in E—W beinahe 1 km Länge besitzt. Die Oberfläche ist ausserordentlich eben, am Innenrande 513.8, in der Mitte 512.7 und am Aussenrande 511 m ü. d. M.

Im Talusabfall dieser Terrasse findet man nahe am See sanft geneigte horizontale Erosionsterrassen von untergeordneter Ausdehnung und Breite in den Höhen resp. 507.7, 501.7 und 498 m ü. d. M.

Von der Meereshöhe 487.9 m senkt sich eine flache, von Moor bedeckte Ebene bis zum Seeufer.

Auch im SW vom Dorfe Keinowuopio, wie am Südabhange des Taatsowaaras und an der Nordseite des Karaneswaaras beobachtet man von dem Flusse aus alte Strandbildungen die jedoch nicht deutlich genug erschienen, um eine Messung zu lohnen.

Rings um den Kilpisjärwi sind an den Ufern an mehreren Stellen die alten Strandbildungen ziemlich deutlich beibehalten. Dies ist besonders am schwedischen Südwestufer der Fall. Das finnländische Nordost-Ufer ist dagegen sanfter geneigt und hier sind die Strandlinien jetzt entweder undeutlich oder von Morästen bedeckt. Von der Oberfläche des Kilpisjärwi Sees, 475.9 m ü. d. M., ausgehend wurden die Höhen der Strandbildungen an folgenden Lokalen durch Aneroidnivellements ermittelt.

3. *Bei Kilpisluspa* findet man auf der Ostseite des schwedischen Berges Ristimawaara ziemlich gute alte Strandbildungen. Eine etwa 6 m breite, wallförmige Blockanhäufung zieht sich 40 m vom Berge mehrere 100 m parallel zum Fusse desselben hin. Der Kamm erreicht 511 m. Zwischen dem Walle und dem Berge ist eine 2—2.5 m tiefe Einsenkung abgeschnürt worden. Am Südabhange des Berges Awapuoltscha (4 in der Karte), 1 km nach NNO von hier, findet man in entsprechender Höhe eine mit Blöcken bekleidete Erosionsterrasse. Andere, aber weniger deutliche Terrassen von dicht an einander gehäuften Ufergeröllsteinen erreichen beim Ristimawaara die Höhen 507, 502, 498 m ü. d. M. Sie gehören selbstverständlich mit den bei Awapuoltscha nivellirten Ackumulationsstrandwällen zusammen, die hier auf den Höhen 507.5 und 498,5 m ü. d. M. liegen.

5. *Am Westabhange des Gebirges Laassuwaara,* das sich auf dem finländischen Ufer erhebt, findet man eine undeutliche Erosionsterrasse, deren Fortsetzung durch einen horizontalen Strandblockwall bei 507.5 m ü. d. M. erkennbar ist.

6. *Am östlichen Vorsprunge des Gebirges Tjatjepeliswaara* am schwedischen Ufer ist in der Moräne eine schöne, 10 m breite, von Blöcken und Strandgeröllen bedeckte, flach geneigte Terrasse in 501 m u. d. M. erodirt worden. Ein horizontaler Geröllewall ist unter der letzteren in 496 m ü. d. M. angehäuft worden.

7. *Bei der Mündung des schwedischen Baches Salmirouttaksenjoki* findet man am W-Ufer, auf der N-Seite einer kleinen Moränenanhöhe kleine horizontale Wälle von Strandgeröllen. Die obere Grenze derselben scheint 502.5 m ü. d. M. zu erreichen. Die am besten ausgebildeten Wälle bei 500 und 499 m ü. d. M. sind aus kopfgrossen Ufersteinen aufgebaut.

8. *Bei der Seeenge Kilpissalmi* beobachtet man am Südabhange des Berges Salmiwaara einen horizontalen, etwa 100 m langen Blocksteingürtel in einer Meereshöhe von 500 m.

9. *Am östlichen Fusse des Gebirges Kuolpanoiwi,* das sich am schwedischen Ufer des oberen Kilpisjärwi erhebt, findet man zwei ungemein gut in die Moränenbedeckung eingeschnittene, horizontale, alte Seeterrassen. Die obere in einer Höhe von 509 m ü. d. M. ist sehr flach geneigt und 30—50 m breit. Die ehemalige Strandebene ist mit Birkensträuchern bekleidet und am Innenrande, wo die Terrasse sich an nackte Felsen anlehnt, von einer ansehn-

lichen Blockwallbildung umsäumt. Der Talus senkt sich etwa 30° gegen die untere Terrasse in der Meereshöhe 501 m. Jener ist auch fast eben, 30—40 m breit und in seinen äusseren Teilen mit Strandsteinen und Blöcken reichlich besäht.

Leider ist die Lac. G. beim Kuolpanoiwi nicht zu ermitteln, da die Felsen zum grössten Teil nackt sind und eine Brandungsgrenze somit hier nicht entwickelt wurde. Den wahren Charakter der Gerölleanhäufungen, welche man hie und da in den Bergwinkeln bis 570 m ü. d. M. wahrnimmt, konnte ich deswegen nicht beurteilen.

Die beiden beschriebenen Terrassen sind von dem See gesehen mehrere km nach NW mit dem Blicke zu verfolgen.

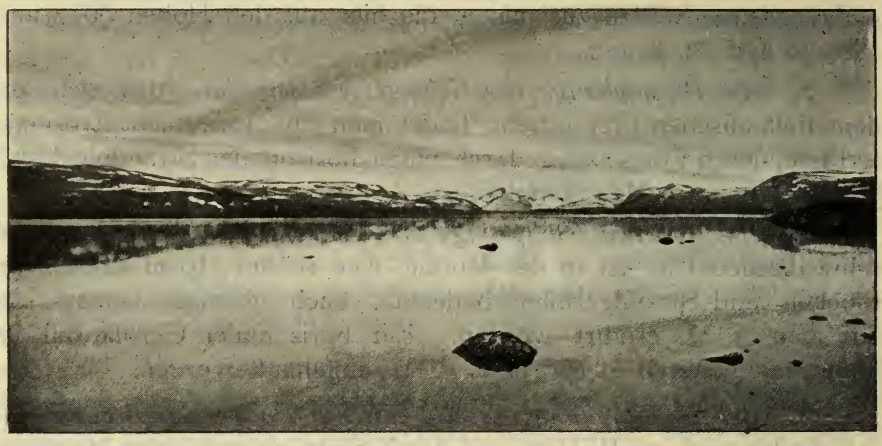


Fig. 2. Die westliche Verzweigung des Kilpisjärwi-Sees von der Salmiwaarat-Landenge gesehen. Links Kuolpanoiwi, in der Mitte die norwegischen Moskanatunturit, rechts die Malla Halbinsel. ($19\,^{7}/_{7}\,06$, 1 Uhr nachts.)

10. *Am Ostabhange des Mallagebirges* am Nordende des Sees findet man bis zu ansehnlicher Höhe in der Moränenbedeckung Spuren von Welleneinwirkung. In etwa 545 m ü. d. M. sieht man eine rätselhafte horizontale Reihe von gerundeten Steinblöcken. Dieselbe hat jedoch nur einige zehn m Ausbreitung und es ist deshalb nicht möglich zu entscheiden, ob es eine Ufermoräne (übriggebliebene Seitenmoräne der Glazialzeit) oder eine Strandbildung ist. Die etwa 10 m breite Terrasse in 534 m ü. d. M. ist dagegen unzweifelhaft durch lakustrine Erosion ausgebildet, ebenso wie eine

steilgeneigte, 20 m breite, mit Ufergeröll bekleidete Terrasse in der Höhe 500 m ü. d. M. Die beiden Terrassen haben eine Länge von wenigstens 100 m.

11. *Am gegenüberliegenden Ufer der Bucht Siilaslahti* beobachtet man einen horizontalen, jedoch nur stellenweise deutlichen Blockgürtel, der mit der 500 m—Terrasse bei Malla korrespondiert.

12. *Auch auf der südlichen Böschung des Gerölleåses in Siilaswuoma* sieht man nicht weit von der Hütte Siilastupa horizontale Anreicherungen von Blöcken zwischen den Niveaus 498 und 500 m ü. d. M.

13. *Am Südabfalle des Kitsipahta,* einer kleinen Berganhöhe am finnländischen Nordufer der westlichen Verzweigung des oberen Kilpisjärwi zieht sich ein horizontaler Saum von freigewaschenen Blöcken in der Meereshöhe von 498 m hin.

14. *An dem gegenüberliegenden schwedischen Seeufer trifft man auf der ziemlich ebenen Nordböschung des Tantawaaragebirges* bis etwa 600 m ü. d. M. mehrere terrassenähnliche Bildungen, die von dem See aus betrachtet Strandterrassen zum Verwechseln gleichen. Bei näherer Betrachtung erweist es sich aber, dass diese nichts mit lakustriner Wellenerosion zu tun haben können. Es sind 5—10 m über einander liegende Absätze von etwa 10 m durchschnittlicher Breite, deren äusserster Randteil immer um einen kleinen Betrag gehoben ist, so dass zwischen jenem und dem Talusfusse des nächst höher gelegenen Absatzes Vertiefungen entstanden sind, welche bis 1.5 m, gewöhnlich jedoch nur 0.5 m Tiefe besitzen. In diese mit Geröll und Grus bekleideten Einsenkungen rieseln im Sommer kleine Schmelzwasserbäche. Es ist selbstverständlich kein Zufall, dass alle diese Bäche sanft nach NW abfliessen und aus einer höheren in die nächst niedrigere Vertiefung übergehen. Die Absätze sind also durchgehends etwas schief gegen NW geneigt. Man könnte sagen: die Bäche, wie auch die Absätze anastomosiren. Der Bau derselben scheint mir jedoch anzugeben, dass die Absätze durch fluviatile Ausräumung enstanden sind.

Hier erscheinen auch am Seeufer die schon beschriebenen Rezessionsendmoränen, die sonst im nördlichen Teil von Lappmarken nicht ganz gewöhnlich sind und es existirt wohl ein Kausalzusammenhang zwischen den Erosionsabsätzen und jenen Ablagerungen.

Ich stelle mir desshalb vor, dass diese, wie jene gleichzeitig mit dem Abschmelzen des Landeises geschaffen wurden. Das Eis war ja schliesslich zu schmalen konvexen Zungen reduzirt worden, welche dann nur die Vertiefungen ausfüllten. Zwischen den Seitenböschungen solcher Talgletscher und den eisfreien Sohlenabhängen entstanden also Kavitäten, durch welche das Oberflächenwasser beider Gebiete den Boden furchend nach dem Zungenrande hin abfloss, also hier nach NW. Früher wurde schon mitgeteilt, dass man aus der Konfiguration der Rezessionsendmoränen beurteilen kann, dass der Eisrand sich jährlich eine kurze Horizontalstrecke zurückzog, die Höhe der Gletscheroberfläche wurde folglich auch eingeschränkt und die Seitenböschungskavitäten rückten in niedrigere Niveaus. Es ist also selbstverständlich, dass mehrere Erosionsabsätze sukzessiv unter einander liegen, wo die topographischen Verhältnisse für ihre Ausbildung überhaupt günstig waren.

Die schon von Kuolpanoiwi beschriebenen, hochgelegenen Geröllablagerungen sind vielleicht auch teilweise solcher fluvioglazialer Erosion zuzuschreiben, nur verhinderte hier die unregelmässige Felsoberfläche die Ausbildung von Furchenabsätzen.

Ausser diesen Absätzen trifft man auch bei Tantawaara nahe am Ufer echte lakustrine Bildungen in 501 m ü. d. M., welche sich in der Gestalt von Gürteln von freigewaschenen Blöcken um einige Moränenhügel hinziehen.

15. *Die nächste Umgegend des Sees Kuokkimmuoka* ist sehr flach. Im S nimmt man jedoch hie und da Säume von Blöcken und Ufergeröllen wahr, welche eine Meereshöhe von 498 m erreichen. Halbwegs zum Kilpisjärwi beobachtet man weiter im Fusswinkel eines Moränenkegels auf dem Westufer des Baches horizontale Blockanhäufungen in der eben angeführten Höhe.

Um den Überblick über die beschriebenen ehemaligen Strandbildungen zu erleichtern, fasse ich die Höhenzahlen derselben in folgendem Diagramprofil, Fig. 3, zusammen.

Man sieht, dass die Resultate der Messungen überhaupt gut mit einander übereinstimmen, denn bei der Kombinirung der verschiedenen ehemaligen Strandlinien muss man besonders auf die natürliche Deutlichkeit, welche sie an den besonderen Lokalen gegenseitig besitzen, Rücksicht nehmen.

Man findet also im Niveau $\delta$ an fast allen Lokalitäten alte Uferbildungen ausgeprägt. Die höheren $\gamma$—$\alpha$ sind nur streckenweise zu

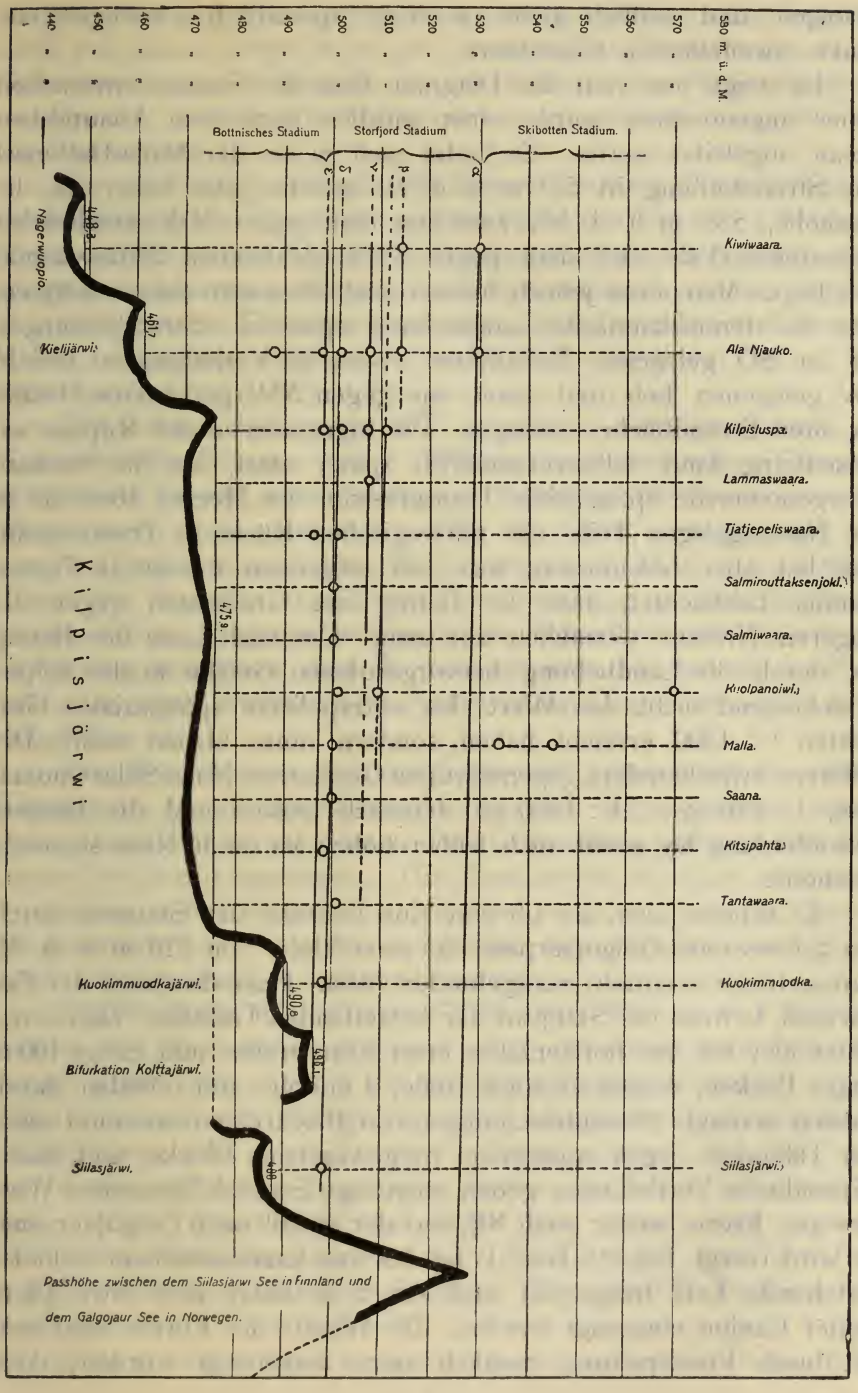

440
450
460
470
480
490
500
510
520
530
540
550
560
570
590 m. ü. d. M.
Bottnisches Stadium
Storfjord Stadium
Skibotten Stadium.
Nägerwuopio.
Kielijärwi.
Kilpisjärwi.
Kiwiwaara.
Ala Njauko.
Kilpisluspa.
Lammaswaara.
Tjatjepeliswaara.
Salmirouttaksenjokl.
Salmiwaara.
Kuolpanoiwi.
Malla.
Saana.
Kitsipahta.
Tantawaara.
Kuokimmuodka.
Kuokimmuodkajärwi.
Bifurkation Koltajärwi.
Siilasjärwi.
Siilasjärwi.
Passhöhe zwischen dem Siilasjärwi See in Finnland und
dem Galgojaur See in Norwegen.

Fig. 3.

verfolgen, und endlich giebt es einige sporadische, hochgelegene Punkte zweifelhaften Charakters.

Es zeigt uns nun das Diagram, dass der Stausee, wie schon früher angenommen wurde, einst wirklich nach dem Atlantischen Ozean abgeleitet wurde. Es findet sich ja an der Malla-Halbinsel eine Strandbildung in 534 m ü. d. M., welche jetzt höher als die Passhöhe, 528 m ü. d. M., zwischen dem gegen NW abfallenden Skibottenelv-Tale und dem gegen SSO abfallenden Siilaswuoma-Tale liegt. Man muss jedoch hierbei auch Rücksicht darauf nehmen, dass die fennoskandische Landhebung später die Strandbildungen der im SO gelegenen Lokalitäten etwas im Verhältnis zu den in NW gelegenen hob und damit ein gegen NW gerichtetes Gefälle der alten Strandfläche erzeugte. Die Ingression in der Kilpisjärwi-Einsenkung fand selbstverständlich später statt, als die höchste wahrgenommene spätglaziale Transgression des Meeres über die in der Nähe gelegen Teile der norwegischen Küste in Tromsö-Amt. Man hat aber bekanntlich dort, wie allgemein überall in Fennoskandia, beobachtet, dass der Betrag des Gradienten gegen die jüngeren Niveaus allmählich abnimmt. Demnach kann der Betrag der durch die Landhebung hervorgerufenen Gefälle in der Kilpisjärwi-Gegend nicht den Wert des extrapolirten spätglazialen Gradienten 1 : 1300 erreicht haben, sondern muss kleiner sein. Die Differenz zwischen dem gegenwärtigen Gradienten Malla-Siilaswuoma-pass, $1 : 916 \div < 1 : 1300$ ist demnach positiv und die höchste Strandbildung lag somit auch früher höher als die in Rede stehende Passhöhe.

Es scheint also, als ob erst eine Leerung des Stausees durch den Siilaswuoma-Golgojaurpass in einer Höhe von 528 m ü. d. M. (barometrisch ermittelt) stattgefunden habe. Dass dies auch der Fall gewesen, beweist die Skulptur der betreffenden Talsohle. Man beobachtet hier ein fast horizontales, etwa 50 m breites und einige 100 m langes Becken, dessen ziemlich steile, 4 m hohe und offenbar durch Erosion erzeugte Seitenböschungen von Blockreihen umsäumt sind. Am Talboden liegen ausserdem freigewaschene Blöcke, und flache ellipsoidische Vertiefungen geben ehemalige Strudel fliessenden Wassers an. Etwas weiter nach NE, wo der Abfall nach Galgojaur steiler wird (vergl. Fig. 1, Tafel I) ist der aus kataklastischem Schiefer bestehende Fels freigespült und ein 5 m tiefer und etwa 10 m breiter Canjon eingesägt worden. Die Wände der Furche sind später durch Frostspaltung ziemlich stark zersprengt worden; doch

machte mir das ganze System beim ersten Anblicke den Eindruck, alsob auf diesem Wege früher eine beträchtliche Wassermenge in den Skibottenelv und schliesslich in den Atlantischen Ozean abgeführt worden sei. Diesen Abschnitt möchte ich deshalb das *Skibotten-Stadium* nennen.

Die Ausbildung der sehr deutlichen, höchsten Strandbildungen bei Kiwiwaara und Ala Njauko in der Höhe von 530 m ü. d. M. erforderten natürlich eine längere Niveaukonstanz des Seespiegels, und ich glaube, dass auch diese Strandlinien während des eine längere Zeit andauernden Skibotten-Stadiums gebildet wurden und also die Höhen bezeichnen, welche die Seeoberfläche in dieser Zeit an den betreffenden Orten erreicht hat.

Die Grösse des gegen NW gerichteten Gefällgradienten der Gegenwart des Niveaus $\delta$ ist 1 : 3140, und aus dem schon Gesagten geht weiter hervor, dass der Betrag desselben für Niveau $\alpha$ etwas grösser sein muss, also c. 1 : 3000, ein Wert, der gut mit den von A. Gavelin ausgeführten Bestimmungen 1 : 2000 à 1 : 3000 in Betreff der Stauseen im Gebiete des Uma-Tales in Süd-Lappland [1]) übereinstimmt. Zugleich scheint diese wahrscheinliche Grösse des Gradienten anzugeben, dass die barometrische Ermittelung der Passhöhe des alten Ausflusses im Siilaswuoma-Tale einige m zu hoch ausgefallen ist.

Der Stausee war zu dieser Zeit viel grösser als der jetzige Kilpisjärwi. In die Spezialkarte 1 habe ich die ungefähre (teoretische) Ausdehnung des oberen Teiles desselben während des Skibotten-Stadiums eingetragen. Die Karte sucht nur eine allgemeine Vorstellung von den Umrissen des Sees zu geben, denn der genaue Flächeninhalt kann erst durch spezielle topographische und geologische Untersuchungen bestimmt werden.

Die Passhöhe im Kolttajärwi-Tale (jetzt 496,1 m ü. d. M.) muss damals irgendwo höher gewesen sein, und das dämmende Hindernis kann dann nur aus Eis bestanden haben, vermutlich demjenigen eines von den Hochgebirgen der Umgebung herabsteigenden Talgletschers oder aus „Steineis". Sonst müsste man dort eine von einer wenigstens 25 m tiefen Ravine durchsägte Moränenbarriere finden. Etwas Derartiges findet man jedoch dort nirgends. Für meine Annahme spricht aber die Tatsache, dass der Seespiegel nach dem Skibotten-Stadium sich ziemlich rasch zu sen-

[1]) On the Glacial Lakes in the Upper Part of the Ume-river Valley. S. 241.

ken begann, was dadurch bewiesen wird, dass zwischen den Niveaus α und β keine Strandbildungen anzutreffen sind, eine Tatsache, die auf eine verhältnismässig sehr kurze Regressionszeit hindeutet [1]).

Dass die Möglichkeit der ersten Erklärung mit den wirklich konstatirten Umständen in Einklang steht, beweisen die beobachteten Ablagerungen späterer Lokalglaziationen von partiellem Umfange an hierfür geographisch geeigneten Stellen. Im oberen Sarkiwuoma-Tale, das nur etwa zwei Meilen im NO vom Kilpisjärwi gelegen ist, nimmt man prächtige in N—S streichende Endmoränenzüge in Verbindung mit einer von O gegen W stattgefundenen Abschleifung von Rundhöckern wahr, was also auf eine spätere Propagationsrichtung von Eismassen normal zu der hier beobachteten, allgemein ausgeprägten, älteren Schrammenrichtung, die gegen N und NW verläuft, hindeutet. In den Hochgebirgen der Porojärwi-Gegend (siehe die Spezialkarte 2), giebt es mehrfach alte Marginalablagerungen, die nicht in die allgemein verfolgbaren Ablagerungen der letzten Vereisung eingegliedert werden können. Man findet auch etwa 5 km südlich vom Berge Saiwowaarre (siehe Karte 2) in einer mehrere km langen Endmoräne Repräsentanten der Hochgebirgsformation mit archäischen, vermutlich zum Teil „retournirten" Blöcken [2]) vermengt. Dass wir auch an anderen Orten in den nördlichen Teilen Fennoskandias die Merkmale solcher lokaler Vergletscherungen an jetzt nicht mehr vom Eise bedeckten Stellen finden, haben schon W. Ramsay [3]), A. Hamberg [4]), F. Svenonius [5]), A. Gavelin [6]) und der Verfasser [7]) früher hervorgehoben.

---

[1]) Ähnliche Verhältnisse haben Svenonius in der Torne-Träsk-Gegend, Geol. Fören. Förh. XX, S. 153, und Hamberg in Sarjek beobachtet, Ymer 1901, S. 78.

[2]) Vergl. F. Svenonius: Stora Sjöfallets geologi, G. F. F. XXI, S. 567.

[3]) Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola, Fennia XI, N:o 2, S. 38. — Über die geologische Entwickelung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia XVI, N:o 1, S. 121.

[4]) Sarjek, Ymer 1901, S. 172.

[5]) L. c.

[6]) Några iakttagelser rörande istidens sista skede i trakten NW om Kvikkjokk. Geol. Fören. Förh. XXVIII, S. 141.

[7]) Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar: I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar, Fennia XXIII, N:o 3, S. 150.

Die Entleerung des Stausees geschah aber zu einer Zeit, als die Scheide im Kolttajärwi-Tale nicht mehr bis zum Niveau der Passhöhe bei Siilaswuoma hinanreichte durch das Kolttajärwi-Tal in den Storfjord. Der Seespiegel begann sich allmählich zu senken. Im Niveau β scheint das dämmende Hindernis beständiger geworden zu sein, denn zu dieser Zeit wurden am Kiwiwaara und Ala Njauko gute Strandlinien ausgebildet. Möglich ist, dass der Damm in dieser Höhe eine grössere Breite besass und der Abtragung einen grösseren Widerstand entgegensetzte; doch können auch meteorologische Umstände, alternirend kalt-trockene und warm-feuchte Klimaperioden, die Intermittenz im Sinken des Seespiegels beeinflusst haben.

Der Damm im Kolttajärwi-Tale wurde jedoch immer tiefer erodirt und der Seespiegel senkte sich weiter durch die Niveaus γ, bis er endlich bei δ eine längere Zeit stationär wurde. Das stauende Eis war jetzt weggeschmolzen, und der Abfluss begegnete einer gegen die Erosion widerstandsfähigeren Moränenschwelle. Der Kolttajärwi-See wird nämlich jetzt, nach Mitteilung meiner Gehülfen, gegen den Storfjord nach W über eine Felsenschwelle, die von einige m hohen Moränenböschungen umgegeben ist, entleert.

Das letzte Hindernis δ—ε wurde aber auch schliesslich weggeräumt und der Abfluss erreichte die Felsenschwelle. Diese Schwelle markirt das Endziel des *Storfjord-Stadiums.*

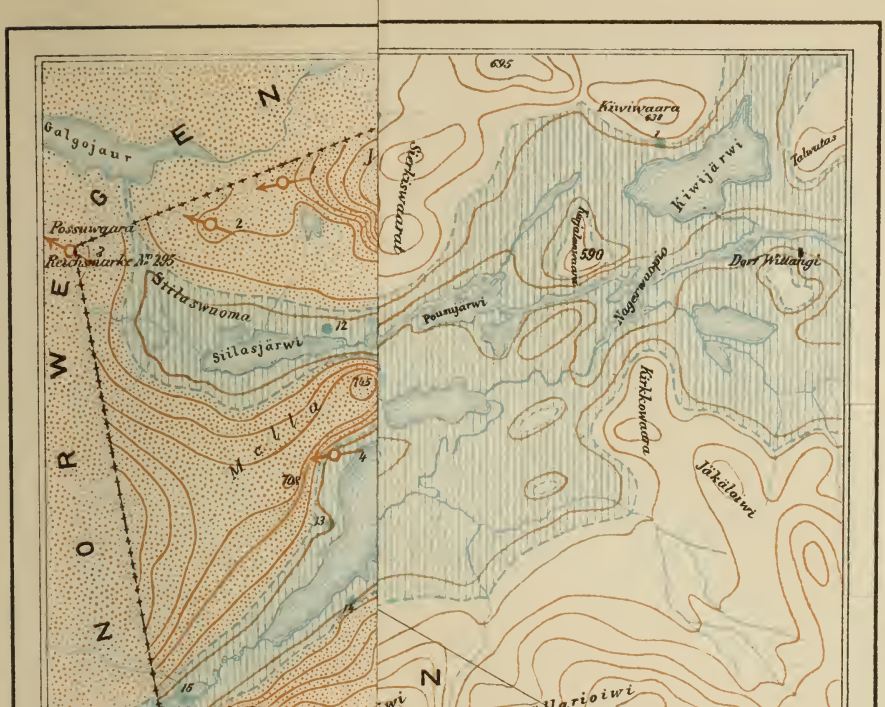
Gleichzeitig mit dieser Erosionstätigkeit war nämlich die Ablation des Landeises fortgeschritten. Als die Höhenachse der Eisbarre, welche den Stausee Kilpisjärwi im O eindämmte, nicht mehr die damalige Höhe der Kolttajärwi-Schwelle überstieg, trat selbstverständlich eine Retroversion im Abfliessen ein — *Bottnisches Stadium* — und die Wassermassen des betreffenden Niederschlagsgebietes speisten wieder die Bottnischen Seen [1]).

An das Storfjord-Stadium erinnert nur noch ein hydrographisches Relikt, die Bifurkation Kolttajärwi. Dieser See wird nämlich durch zwei kleine Bäche in den Kilpisjärwi und — nach Mitteilung meiner Gehülfen — durch einen grösseren Bach über eine Bergschwelle in den Storfjordelv entwässert.

---

[1]) Diesen geographisch expressiven Namen hat R. J. Witting in seinem Arbeit „Öfversikt af de Bottniska sjöarnas hydrografi", Separat aus „Meddelanden af Geografiska Föreningen i Finland VII, 1904—1905. Helsingfors 1905, vorgeschlagen.

ungen




Die jetzige V

Die frühere V

Beobachtungsst

Isohypsen; E

Schrammen d

Das punktirte
mation einge
derselben in S
die südöstlich
in die Karte




MA-TALES.

906.

G. Arvidsson, H:fors.

# 1. KARTE DES OBEREN KÖNKÄMÄ-ENO-TALES.

Auf Grund der schwedischen Topograph-Karte und eigener speciell photogrammetrischer Messungen zusammengestellt von *V. Tanner* 1906.




Die jetzige Verteilung der Gewässer.

Die frühere Verteilung der Gewässer.

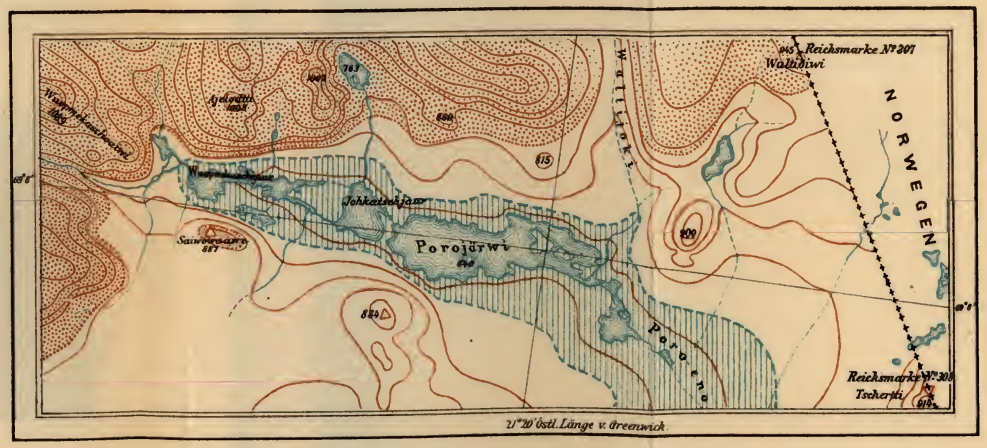
Beobachtungsstellen ehemaliger Strandlinien.

Isohypsen; Equidistanz 50 M.

Schrammen des Landeises.

Das punktirte Gebiet ist von der Hochgebirgsformation eingenommen. Die wirkliche Ausdehnung derselben in Schweden ist noch nicht sicher bekannt, die südöstliche Grenze wurde also nur schematisch in die Karte eingetragen.

Masstab der Karten 1:150000.




# 2. KARTE DES OBEREN POROWUOMA-TALES.

Aufgenommen von *V. Tanner* 1906.

G. Arvidsson, Hfors

Taf. 1.

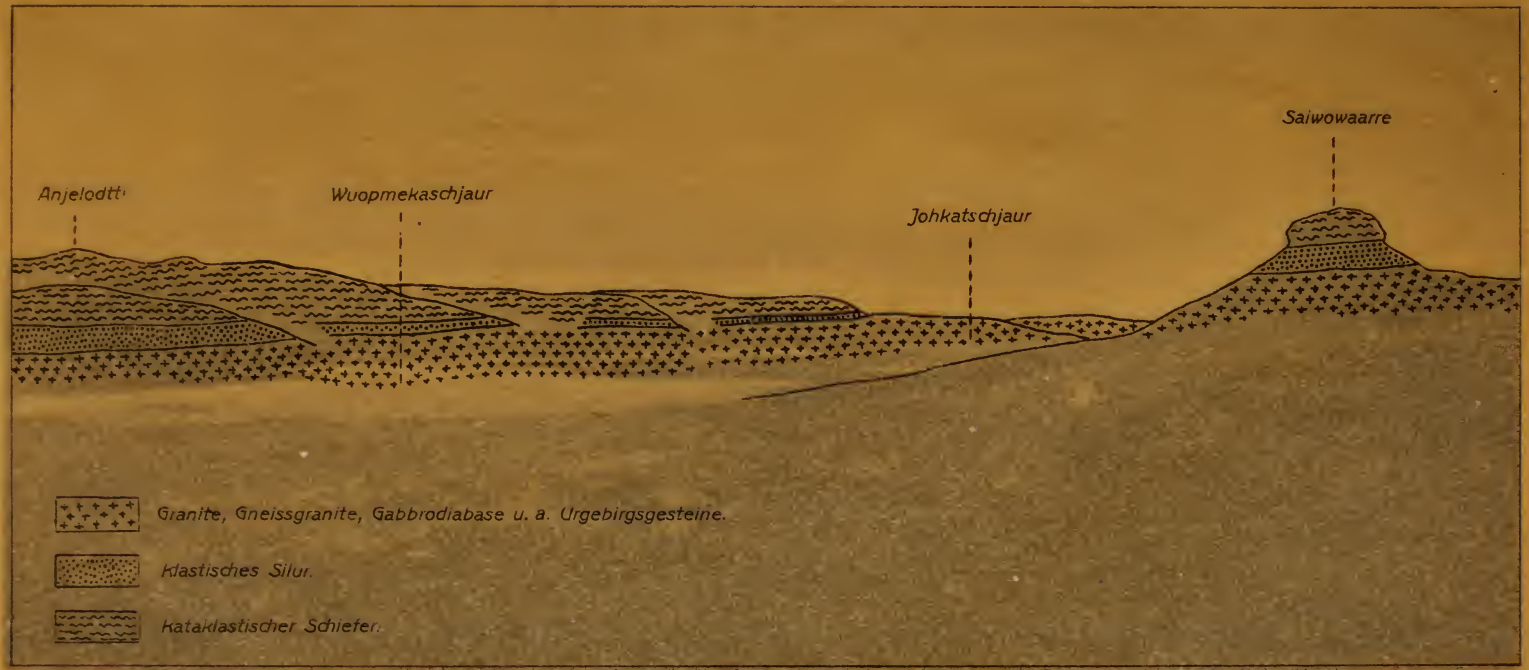


*Alte Abflussrinne des Kilpijärwi Stausees auf dem Passe zwischen den Seen Siilasjärwi und Galgojaur.*



*Lacustrine Strandbildungen am Nordabhange des Njauko-Berges.*

Lichtdruck G. Arvidsson H:fors.


Saiwowaarre
Anjelodtt
Wuopmekaschjaur
Johkatschjaur
Granite, Gneissgranite, Gabbrodiabase u. a. Urgebirgsgesteine.
Klastisches Silur.
Kataklastischer Schiefer.

Granite, Gneissgranite, Gabbrodiabase u. a. Urgebirgsgesteine
Metamorphische Schiefer
Sedimentäre Schichten
Sandstein
Muschelkalk
Buntsandstein
Zechstein



*Das Becken des oberen Porowuoma Tales von Westen gesehen.*

Lichtdruck G. Arvidsson H:fors.

BULLETIN

DE LA

# COMMISSION GÉOLOGIQUE

## DE FINLANDE

N:o 20

# ZUR GEOLOGISCHEN GESCHICHTE

DES

# KILPISJÄRWI-SEES IN LAPPLAND

VON

V. TANNER

MIT EINER KARTE UND ZWEI TAFELN

HELSINGFORS
1907

Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande (en vente dans les librairies d'Helsingfors et chez Max Weg, Leplaystrasse 1, Leipzic).

N:o 1. Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von Wilhelm Ramsay und E. T. Nyholm. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1895 . . . . . 0 M. 50.

N:o 2. Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo, von J. J. Sederholm. Mit 12 Figuren im Text. Dec. 1895 . . . . . 0 M. 75.

N:o 3. Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland, af Wilhelm Ramsay, jemte Bihang 1 och 2 af Victor Hackman och 3 af J. J. Sederholm. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. Févr. 1896 . . . . . 1 M. 25.

N:o 4. Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland, von Benj. Frosterus. Mit 2 Tafeln und 11 Figuren im Text. April 1896 . . . . . 1 M. 25.

N:o 5. Bidrag till kännedomen om södra Finlands kvartära nivåförändringar, af Hugo Berghell. Med 1 karta, 1 plansch och 16 figurer i texten. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntniss der quartären Niveauschwankungen Süd-Finlands. Mai 1896 . 2 M. —

N:o 6. Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges, von J. J. Sederholm. Mit 2 Karten, 5 Tafeln und 96 Figuren im Text. Févr. 1899 . . . . . 5 M. —

N:o 7. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von Julius Ailio. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text. 1 M. 25.

N:o 8. Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af Gunnar Andersson. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflor. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Déc. 1898 . . . . . 4 M. —

N:o 9. Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. Sederholm. Avec 1 carte. Nov. 1899 . . . . . 1 M. —

N:o 10. Les Dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. Sederholm. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte . . . . . 1 M. —

N:o 11. Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo, von Victor Hackman. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. Mars 1900 . . . . . 1 M. 50.

N:o 12. Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von Wilhelm Ramsay und L. H. Borgström. Mit 20 Figuren im Text. Mars 1902 . 1 M. —

N:o 13. Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af Benj. Frosterus. Med 1 färglagd karta, 8 taflor och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902. 4 M. —

N:o 14. Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti, von Leon. H. Borgström. Mit 8 Tafeln. April 1903 . . . . . 2 M. 50.

N:o 15. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes, von Victor Hackman. Mit 3 Tabellen. April 1905 . 2 M. 50.

N:o 16. On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike Rock by I. G. Sundell. With one plate of figures. August 1905 1 M. —

N:o 17. On the Occurrence of Gold in finnish Lapland by Curt Fircks. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906 . . . 1 M. 25.

N:o 18. Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. 1. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. Tanner. Med 23 bilder i texten och 6 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. 4 M. —

N:o 19. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von Otto Trüstedt. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text . . 5 M. —

N:o 20. Zur Geologischen Geschichte des Kilpisjärwi-Sees in Lappland, von V. Tanner. Mit einer Karte und zwei Tafeln . . . . 1 M. —

UNIVERSITY OF ILLINOIS-URBANA
3 0112 110951990